

UNIVERSITÉ DE SHERBROOKE

Faculté de génie

Département de génie civil

DÉVELOPPEMENT D'UN MODÈLE
HYDROLOGIQUE INTÉGRÉ DES EAUX DE
SURFACE ET DES EAUX SOUTERRAINES,
DE COMPLEXITÉ MOYENNE, ADAPTÉ POUR
LES RÉGIONS HUMIDES

Thèse de doctorat

Spécialité : Génie civil

Mohammad BIZHANIMANZAR

Sherbrooke (Québec) Canada

Avril 2019

MEMBRES DU JURY

Robert LECONTE (Directeur)

Mathieu NUTH (Codirecteur)

Marie LAROCQUE (Évaluatrice externe)

Alain ROUSSEAU (Évaluateur externe)

Jay LACEY (Évaluateur interne)

*This thesis is dedicated to
My parents and Faranak*

RÉSUMÉ

Les modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface et des eaux souterraines sont la génération récente de modèles hydrologiques dans lesquels les processus hydrologiques et leurs interactions dans les zones de surface et les zones souterraines sont efficacement pris en compte. L'importance de ces outils réside dans les régions humides où les eaux de surface et l'eau souterraine sont étroitement liées et où les eaux souterraines peu profondes peuvent considérablement contrôler les réactions des débits à l'exutoire et la dynamique de l'humidité du sol. Le modèle intégré eaux de surface - eaux souterraine d'un bassin peut être réalisé à l'aide de modèles couplés de manière externe ou de modèles couplés à base physique. Le premier type de modèles est basé sur le couplage des modèles hydrologiques et des eaux souterraines existants. Dans le second, la description de l'écoulement dans les zones de surface et de sous-surface repose respectivement sur les équations de Saint-Venant et de Richards. Le processus de résolution numérique dans les modèles couplés à base physique impose des résolutions spatiales et temporelles fines pour une solution stable et, par conséquent, est très exigeant en calcul pour les applications à l'échelle du bassin versant. D'autre part, la simplification de l'interaction des zones non-saturée et saturée dans les modèles à couplage externe limite leur applicabilité dans le cas d'applications de nappe phréatique peu profonde où il y a un échange continu de l'humidité du sol entre ces deux zones.

Dans cette thèse, un modèle hydrologique intégré basé sur le couplage de MOBIDIC et de MODFLOW pour des applications dans des régions humides avec des nappes phréatiques peu profondes a été développé suivant trois étapes. Premièrement, MOBIDIC et MODFLOW ont été couplés et la performance du modèle ainsi construit a été évaluée dans le bassin versant de Thomas Brook situé en Nouvelle-Écosse par rapport à MIKE SHE, un modèle couplé à base physique pris comme modèle de référence. Des mesures disponibles du débit à l'exutoire de la rivière et des niveaux de la nappe phréatique ont servi de variables comparatives. Deuxièmement, la prise en compte d'un emmagasinement spécifique dépendant de la nappe phréatique introduit dans MOBIDIC-MODFLOW pour capter la dynamique de la nappe phréatique sous différentes configurations de types de sol et de formes du plan de la pente a été étudiée. Enfin, le concept d'emmagasinement spécifique dynamique a été utilisé pour revoir le calcul de la recharge des eaux souterraines et du module d'écoulement non-saturé de MOBIDIC en utilisant la réponse de la nappe phréatique simulée de MIKE SHE.

La comparaison des nappes phréatiques simulées pour des scénarios d'essai bidimensionnels (pente uniforme) et sur un bassin versant quasi réel a montré que les modifications apportées peuvent considérablement améliorer les prévisions de la nappe phréatique de MOBIDIC-MODFLOW. De plus, les modifications apportées conservent l'efficacité paramétrique et de calcul du modèle, ce qui montre le potentiel pour la modélisation intégrées des eaux surface et des eaux souterraines à l'échelle des bassins versants.

Mots clés: modèles hydrologiques intégrés, MOBIDIC-MODFLOW, MIKE SHE, interactions entre des zones non-saturée et saturée.

ABSTRACT

Integrated surface water-groundwater hydrologic models are the recent generation of hydrologic models in which hydrological processes and their interactions in both surface and subsurface zones are effectively addressed. The importance of these tools is in humid regions where the surface water and groundwater are closely linked under shallow groundwater conditions and can greatly control the streamflow response and dynamics of the soil moisture. Integrated surface water-groundwater models of a catchment can be achieved either using externally coupled models or using physically-based surface-subsurface models. The former is based on the coupling of existing hydrologic and groundwater models, while the description of the flow in surface and subsurface zones in the latter, is based on the Saint-Venant and Richards' equations, respectively. The numerical solution process in physically-based integrated models imposes fine spatial and temporal resolutions for a stable solution, and is therefore, computationally demanding for watershed-scale applications. On the other hand, simplifications of the unsaturated-saturated flow interactions in externally coupled models limit their applicability when shallow water table conditions exist, as there is a continuous exchange of soil moisture between these zones.

In this thesis, an integrated hydrologic model based on coupling of MOBIDIC and MODFLOW for applications in humid regions with shallow water tables was developed following three distinct stages. First, MOBIDIC and MODFLOW were coupled and their joint performance was evaluated in the Thomas Brook catchment located in Nova Scotia against MIKE SHE, a physically based surface-subsurface model taken as a reference model. Available streamflow discharge and groundwater head measurements were used in the comparative assessment. Second, the performance of a water table dependent specific yield introduced in MOBIDIC-MODFLOW in capturing the water table dynamics under different configurations of soil types and hillslope shapes was investigated. Lastly, the dynamic specific yield concept was utilized for revisiting the calculation of the groundwater recharge and the unsaturated flow module of MOBIDIC using the simulated water table response of MIKE SHE. The comparison of the simulated water tables for a two-dimensional (a uniform hillslope) and a quasi-real catchment scale test cases showed that the modifications can greatly improve water table predictions of MOBIDIC-MODFLOW. Also, the modifications keep the parametric and computational efficiency of the model which highlights its potential for large-scale integrated surface water-groundwater modelling applications.

Key words: integrated surface water - groundwater hydrologic models, MOBIDIC-MODFLOW, MIKE SHE, unsaturated-saturated zone interactions.

REMERCIEMENTS

First and foremost, I would like to express my utmost gratitude to my supervisors Prof. Robert Leconte and Prof. Mathieu Nuth for their enthusiasm, and continuous support throughout this research. Your encouragements during these years have inspired me to push my limits not only in the research context but also in other aspects of my life.

I would like to thank Prof. Fabio Castelli and Dr. Giulia Ercolani at the University of Florence for providing MOBIDIC hydrologic model and help. I am so grateful to my evaluation committee members Prof. Alain Rousseau, Prof. Marie Larocque, and Prof. Jay Lacey for their constructive comments on my thesis. Many thanks to Dr. Christine Rivard and Dale Hebb for providing the required data of Thomas Brook catchment.

This research was funded by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) and Groupe de Recherche sur l'EAU de l'Université de Sherbrooke (GRE AUS) and I would like to acknowledge their support.

I also wish to thank my officemates for providing a welcoming and friendly working environment and their encouragements and help in improving my French level. I am also so grateful to Renaud Jougla, Chaza Al Akoumy, and Mojtaba Fallah Fini for their help in redaction of the French chapters of the thesis. I would like to say a big thank you to Marie-Ève and Frédéric for what we have made as friendship and being next to me in hard times.

I would like to thank my parents and especially their endless love and support, and encouragements. Finally, I am so thankful to the star of my life, Faranak; No words can express how thankful I am for your unlimited love and support.

TABLE DE MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DE MATIÈRES.....	iv
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DE TABLEAUX	xii
CHAPITRE 1 INTRODUCTION	1
1.1 L'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines : contexte général	1
1.2 Mécanismes d'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines	1
1.3 Modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface-eaux souterraines	4
1.4 Questions de recherche et objectifs	5
1.5 Hypothèses de recherche	6
1.6 Contributions originales	7
1.7 Structure de la thèse.....	7
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE.....	9
2.1 Introduction	9
2.2 Modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation en continu de la zone sous-surface	9
2.3 Modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation discontinue de la zone sous-surface	17
2.4 Modèles hydrologiques couplés avec modèles des eaux superficielles et des eaux souterraines	23
2.5 Résumé	27
CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE	29
3.1 Introduction	29
3.2 MODÈLES	29
3.2.1 Justification du choix des modèles hydrologiques, eaux souterraines et de référence	29
3.2.2 MOBIDIC.....	31
3.2.3 MODFLOW	38
3.2.4 MIKE SHE	45

3.3 MOBIDIC-MODFLOW : un modèle intégré des eaux de surface et des eaux souterraines	50
3.4 Schémas de couplage des zones non-saturée et saturée de MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE.....	52
3.5 Figure 3-8. Illustration des trois scénarios possibles d'interaction entre la zone racine et la nappe phréatique dans MOBIDIC-MODFLOW. Modifié après Castillo [2014]. W_g : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de gravité, W_c : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de capillaire, D : l'humidité nécessaire pour saturer les espaces interstitiels entre le fond de la zone racinaire et le niveau de la nappe phréatique. Z_w : la profondeur de la nappe phréatique mesurée positivement vers le bas. Résumé des résultats	57
3.5.1 Application de MOBIDIC-MODFLOW couplé dans le bassin versant de Thomas Brook (chapitre 4).....	57
3.5.2 Analyse du comportement d'emménagement spécifique dans différentes configurations de sol et de pente du substratum rocheux et de forme du plan de la pente dans des scénarios de drainage (chapitre 5).....	61
3.5.3 Méthodologie de modélisation de la dynamique des nappes phréatiques peu profondes à l'aide de MOBIDIC-MODFLOW pour des scénarios de recharge (Chapitre 6)	63
CHAPITRE 4 Catchment scale integrated surface water-groundwater hydrologic modeling using conceptual and physically based models: A model comparison study	65
4.1 Avant-propos	65
4.2 Abstract.....	67
4.3 Introduction.....	68
4.4 Study area	70
4.4.1 Aquifer formations	71
4.4.2 Surficial geology	71
4.5 Description of the models	73
4.5.1 MIKE SHE	74
4.5.2 MOBIDIC-MODFLOW	75
4.6 Modelling of the Thomas Brook catchment	79
4.6.1 Initialization and calibration of the models	81
4.7 Results and discussion	82
4.8 Conclusion	92
CHAPITRE 5 Accounting for varying specific yield in shallow water tables in integrated surface water-groundwater hydrologic models	95

5.1 Avant-propos	95
5.2 Abstract.....	96
5.3 Introduction	97
5.4 Models descriptions.....	100
5.4.1 MIKE SHE	100
5.4.2 MOBIDIC-MODFLOW.....	102
5.5 Implementation of the dynamic specific yield in MOBIDIC MODFLOW	105
5.6 Test case description.....	109
5.6.1 Hypothetical hillslopes	109
5.6.2 Soil hydraulic properties	110
5.6.3 Initial and boundary conditions.....	111
5.7 Results and discussion	112
5.8 Conclusions	118
CHAPITRE 6 Modelling of shallow water table dynamics using conceptual and physically based integrated surface water-groundwater hydrologic models	120
6.1 Avant-propos	120
6.2 Abstract.....	122
6.3 Introduction	122
6.4 Water Table Fluctuation method	125
6.5 Models description	127
6.5.1 MIKE SHE	127
6.5.2 MOBIDIC.....	129
6.6 Water Table Fluctuation method for a soil column using MIKE SHE	132
6.7 Simulation results	134
6.8 Changes in conceptualization of the UZ-SZ interactions in MOBIDIC-MODFLOW	136
6.9 Interpretation of the new groundwater recharge equation in MOBIDIC-MODFLOW	138
6.10 Simulation results	139
6.11 Application of the MOBIDIC-MODFLOW scheme in two test cases.....	140
6.11.1 Two-dimensional case.....	140
6.11.2 Borden catchment.....	142
6.12 Discussion.....	144
6.13 Conclusion.....	147
CHAPITRE 7 Discussion.....	149

CHAPITRE 8 Conclusion et Recommandations.....	153
8.1 Conclusion	153
8.2 Recommandations pour des recherches futures	156
LISTE DES RÉFÉRENCES.....	158

LISTE DES FIGURES

Figure 1-1. Représentation schématique des différents mécanismes de génération de ruissellement. “P” et “f” désignent respectivement les précipitations et l’infiltration. “qr”, “qo”, et “qs” correspondent à l’écoulement de retour, ruissellement de surface et écoulement latéral souterrain, respectivement. Adapté de Beven [2012].	2
Figure 1-2. Mécanisme de génération du ruissellement dominant dans différentes conditions de sol, de climat et de topographie. Adapté de Dunne [1978].	3
Figure 1-3. Schémas d’interactions entre rivière et aquifère. Adapté de [Alley et al., 1999].	4
Figure 2-1. Représentation schématique de l’écoulement de la zone sous-surface dans un seul profil de sol en : a) modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation en continu de la zone sous-surface b) modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation discontinue de la zone sous-surface et c) modèles intégrés en couplant des modèles hydrologique et souterrain. ZNS : zone non-saturée. ZS : zone saturée. Tous les profils du sol en a) et b) et la partie saturée en c) sont discrétisés en couches calcul.	9
Figure 2-2. Organigramme décrivant la procédure de couplage de HYDRUS à MODFLOW. adapté de Twarakavi et al., [2008].	19
Figure 2-3. Erreur associée au niveau de la nappe phréatique entre les pas de temps n et $n + 1$ de la zone non-saturée. Le profil en pointillé correspond au profil d'humidité prévu dans la couche non saturée si le niveau de la nappe phréatique était à la position h_2 .	21
Figure 2-4. Représentation schématique du couplage des modèles hydrologiques et des eaux souterraines. Modifié d’après Barthel [2006].	24
Figure 2-5. Représentation schématique de la recharge des eaux souterraines à différentes échelles. Adapté de Barthel [2006].	27
Figure 3-1. Organigramme de la méthodologie adoptée pour cette recherche.	30
Figure 3-2. Une représentation schématique des processus hydrologiques et des stockages dans MOBIDIC. P : Précipitation, W_p : le réservoir de canopée, E_1 : l'évaporation directe du réservoir de la canopée, T : le pluviollessivat, W_s : le réservoir d'eau de surface, E_2 : l'évaporation du réservoir d'eau de surface, I : infiltration, R_{up} : le ruissellement provenant des cellules voisines, R_T : le ruissellement total vers le réseau en aval W_g : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de gravité, W_c : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de capillaire, d : l'épaisseur de la couche de sol, Q_{as} l'humidité transférée entre les réservoirs, ET_3 : l'évapotranspiration du réservoir capillaire, Q_{per} : la recharge des eaux souterraines, Z_w : la profondeur de la nappe phréatique mesurée positivement vers le bas, Q_{lat} : redistribution latérale de l'humidité du sol dans le réservoir gravitaire, Q_{cap} : flux de capillaire, d_w : la distance moyenne de la couche non-saturée à la nappe phréatique.	32
Figure 3-3. Cellule i, j, k et indices de ses six cellules adjacentes, adapté de McDonald et Harbaugh [1988].	40
Figure 3-4. Le procédé itératif de calcul de la hauteur d'eau souterraine dans MODFLOW, adapté de McDonald et Harbaugh [1988].	42
Figure 3-5. Discrétisation verticale d'un milieu hétérogène dans les blocs à faces rectangulaires (centre) et basée sur l'homogénéité du matériau (bas) adapté de McDonald et Harbaugh [1988].	44

Figure 3-6. Organigramme de modélisation en MOBIDIC-MODFLOW.....	51
Figure 3-7. Organigramme décrivant la procédure de couplage non-saturé et saturé pour une colonne de sol typique et dans un pas de temps de zone non-saturé dans MIKE SHE.	54
Figure 3-8. Illustration des trois scénarios possibles d'interaction entre la zone racine et la nappe phréatique dans MOBIDIC-MODFLOW. Modifié après Castillo [2014]. W_g : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de gravité, W_c : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de capillaire, D : l'humidité nécessaire pour saturer les espaces interstitiels entre le fond de la zone racinaire et le niveau de la nappe phréatique. Z_w : la profondeur de la nappe phréatique mesurée positivement vers le bas. Résumé des résultats.....	57
Figure 3-9. Carte topographique du bassin versant de Thomas Brook.	59
Figure 4-1. Location of Thomas Brook catchment in Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada.	70
Figure 4-2. Aquifer formations along with location of groundwater wells and six selected grid cells at Thomas Brook catchment (modified after Rivard et al. 2007).	72
Figure 4-3. Surficial formations at the Thomas Brook catchment (modified after Rivard et al. 2007).	72
Figure 4-4. Schematic geologic reconstruction of Thomas Brook catchment (modified after Gauthier et al. 2009).	73
Figure 4-5. (a) Domain discretization in MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE; (b) Schematic diagram of the hydrological fluxes in MOBIDIC-MODFLOW. Inf: Infiltration, ET1: Canopy transpiration, ET2: Surface water evaporation ET3: Root transpiration W_g : gravity reservoir, W_c : Capillary reservoir, Q_{abs} : Absorption flux Q_{per} : Percolation to groundwater, Q_{cap} : Capillary rise, K_{si} , S_{yi} , S_{si} : Saturated conductivity, specific yield and specific storage of layer i , $Q_{lat,sz,i}$: Lateral inflow to the layer i , $Q_{lat,sz,i,o}$: lateral outflow from layer i , $Q_{ver,sz,ij}$: Vertical flow from layer i to j . Note that the top 1m of the soil profile is represented by MOBIDIC and underlying layers are modeled by MODFLOW.	76
Figure 4-6. Flowchart indicating integration procedure of MOBIDIC and MODFLOW.....	79
Figure 4-7. Measured (blue) and simulated streamflow at catchment outlet by MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black), year 2005.....	83
Figure 4-8. Observed (blue) and simulated water table levels at Malcom and Goode (see Figure 4-2 for locations) with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black), year 2005. G.S. stands for Ground Surface elevation.....	84
Figure 4-9. (a) Simulated water table levels by MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black) between days 274 and 300 at Malcom. (b) Infiltration rate simulated with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black). (c) Evapotranspiration from the unsaturated zone simulated with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black) and (d) time evolution of gravity reservoir in MOBIDIC-MODFLOW (black) along with the maximum storage capacity of the gravity reservoir (red).	86
Figure 4-10. Monthly variation of the simulated groundwater recharge with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black) for year 2005.	88
Figure 4-11. Simulated snowpack accumulation/depletion by MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black).	89

Figure 4-12. Simulated water table fluctuation at six shallow water table grids with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black).DTWT is depth to water table.	90
Figure 4-13. Monthly variation of the differences in depth to water table levels of MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE. Positive values: shallower water table with MOBIDIC-MODFLOW; negative values: shallower water table depths with MIKE SHE.	92
Figure 5-1. Schematic representation of the hydrological processes of a single cell in MOBIDIC [after Castillo, 2014]. I: infiltration, ET: evapotranspiration, $Q_{lat,u}$ and $Q_{lat,d}$ stands for lateral redistribution of flux from upstream cells and to the downstream cells, respectively. Q_{per} : percolation to groundwater. Q_{cap} : capillary rise, $W_{g,max}$ and $W_{c,max}$: moisture capacity of gravity and capillary reservoirs. d: modeled soil layer and Z_w : depth to water table measured from soil surface.	103
Figure 5-2. Variations in unsaturated and saturated moisture storages of a sandy soil as a result of water table drop between the time steps t (solid line) and $t + dt$ (dashed line) assuming no hysteresis effect.	107
Figure 5-3. Variation of specific yield with water table based on Equation 5-17 for sand, loamy sand, sandy loam and loamy soil used in this study.	108
Figure 5-4. Plan shape of the hillslopes used in this study: (a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight hillslopes.	110
Figure 5-5. Water retention curve of the sand, loamy sand, sandy loam and loamy soil used in this study based on the model of Brooks and Corey [1964] and parameter values given in Table 5-1.	111
Figure 5-6 . Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and sandy soil simulated with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW(dashed).	113
Figure 5-7. Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and loamy sand soil with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW(dashed).	114
Figure 5-8. Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and sandy loam soil with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW(dashed).	116
Figure 5-9. Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and loamy soil with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW (dashed).	117
Figure 6-1. Schematic view of computational grids in a catchment and corresponding input and output fluxes over the saturated zone.	125
Figure 6-2. Hypothetical soil moisture profile for (a) deep and (b) shallow water tables. The solid and dashed lines are the corresponding profiles before and after water table drops, respectively. The shaded area is the drained water due to a drop in the water table. modified after Healy and Cook [2002].	126

Figure 6-3. Schematic representation of actual and reference water table rise using the WTF method for a soil column subjected to a single pulse of rainfall.	133
Figure 6-4. Variations of the ratio of recharge/infiltration with rainfall and initial depth to water table in different soil types simulated by MIKE SHE. The red dots are $ReI \geq 1$ and the blue dots are $ReI < 1$	135
Figure 6-5. Conceptualization of the interaction between UZ-SZ in MOBIDIC-MODFLOW in rising and falling water tables.	138
Figure 6-6. Variations in ω against rainfall intensity for different initial water table level and soil types.	140
Figure 6-7. Simulated water table level after 4 (red), 8 (blue), 12 (green), 16 (magenta) and 20 days (sky blue) with MIKE SHE (solid lines) and MOBIDIC-MODFLOW (dashed lines).	142
Figure 6-8. a) The digital elevation model of Borden catchment and b) zoning map of the catchment based on depth to water table less than 1.5m (red) and greater than 1.5m (blue).	143
Figure 6-9. The difference in simulated water tables by MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW ($h_{\text{MIKE SHE}} - h_{\text{MOBIDIC-MODFLOW}}$) [m] at different time steps.	144
Figure 6-10. Simulated water table depth by MIKE SHE (solid lines) and MOBIDIC-MODFLOW (dashed lines) at the outlet grid of Borden catchment.	146
Figure 7-1. Infiltration cumulative dans le bassin de Thomas Brook pour l'année 2005 simulée avec MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE.	150
Figure 7-2. Recharge des eaux souterraines simulée par MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE dans le bassin versant de Thomas Brook pour l'année 2005.	151

LISTE DE TABLEAUX

Table 4-1. Hydrogeological properties of the formations at Thomas Brook catchment [Gauthier et al. 2009].	74
Table 4-2. Observed and simulated groundwater heads at wells shown in Figure 4-2.	87
Table 5-1. Hydraulic properties of the soil types used in this study; (based on Rawls et al. 1982).	109
Table 5-2. Applied rainfall rates [mm/day] to obtain the steady state condition for the different hillslope settings and soil types.	112
Table 5-3. Mean Absolute differences [m] of simulated water tables of MOBIDIC- MODFLOW compared to MIKE SHE.	115
Table 6-1. Hydraulic properties of the soil types used in this study; (based on Rawls et al., 1982) and simulated range of initial water table depths.	134
Table 7-1. Valeurs d’emmagasinement spécifiques des unités géologiques du bassin versant de Thomas Brook utilisées comme entrées dans MIKE SHE.	152

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1.1 L'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines : contexte général

Les eaux souterraines sont souvent considérées comme la source d'eau fondamentale dans les régions arides ou semi-arides. Ayant un rôle important dans la gestion durable des écosystèmes et des ressources hydriques, leur impact est fort dans les régions humides dans lesquelles des écosystème fragile dépend des eaux souterraines [Rivera 2014]. Le phénomène d'échange entre eaux de surface et eaux souterraines est régulier / constant lorsqu'il y a un lien étroit entre ces deux types d'eau [Larocque et Broda 2016; Foster et Allen 2015]. Par conséquent, il faut avoir une approche intégrée qui tienne compte de cette interaction lors de la gestion conjointe des ressources hydriques [Sophocleous, 2002]; de l'évaluation de la vulnérabilité des eaux souterraines face à l'activité humaine, comme le développement agricole [Lekouch et al. 2015]; et de l'évaluation des impacts du changement climatique sur les quantité d'eaux de surface et d'eaux souterraines [Larocque et Broda 2016].

1.2 Mécanismes d'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines

L'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines (SW-GW) à l'échelle du bassin versant se produit par écoulement latéral souterrain à travers le sol non-saturé ainsi que par le phénomène d'écoulement vers les zones saturées et d'exfiltration de l'eau venant de celles-ci [Sophocleous, 2002]. Cette dernière situation crée plusieurs mécanismes d'émergence du ruissellement représentés à la Figure 1-1. Lors de conditions atmosphériques particulières et selon les changements d'humidité du sol du bassin versant au cours du temps, les caractéristiques physiographiques du bassin hydrographique (c'est-à-dire les propriétés hydrauliques du sol, la stratification du sol et la topographie de surface) déterminent le mécanisme à l'origine du ruissellement total, à savoir un mécanisme unique ou un mélange de plusieurs mécanismes [Beven, 2012]. Le ruissellement causé par un excès d'infiltration se produit lorsque le taux de précipitation dépasse la capacité d'infiltration du sol (Figure 1-1 a et b). C'est le mécanisme principal d'émergence du ruissellement dans les régions caractérisées par d'intenses précipitations et par des surfaces de faible perméabilité [Sulis, 2010]. Ce type de

régions est généralement associé aux aires urbaines, au sol gelé ou à un climat aride avec une faible densité de végétation (Figure 1-2). Le ruissellement excessif dû à la saturation du sol se produit lorsque l'intensité de précipitation est inférieure à la conductivité hydraulique à saturation et les eaux infiltrées saturent localement le sol. Dans de telles conditions, le ruissellement résulte se produit lorsque la pluie se produit sur un sol est déjà saturé par la présence d'une nappe à la surface. (Figure 1-1c and d). L'écoulement souterrain joue un rôle significatif dans le mécanisme d'excès de saturation. Ceci le rend négligeable dans le phénomène d'excès d'infiltration. Le ruissellement excessif causé par la saturation peut se produire par écoulement superficiel(Figure 1-1c) ou par des eaux souterraines à la suite d'évènements orageux (Figure 1-1d). Ce dernier type de saturation se caractérise par le déversement rapide des eaux infiltrées dans le cours d'eau le plus proche et contribue à l'hydrogramme de crue.

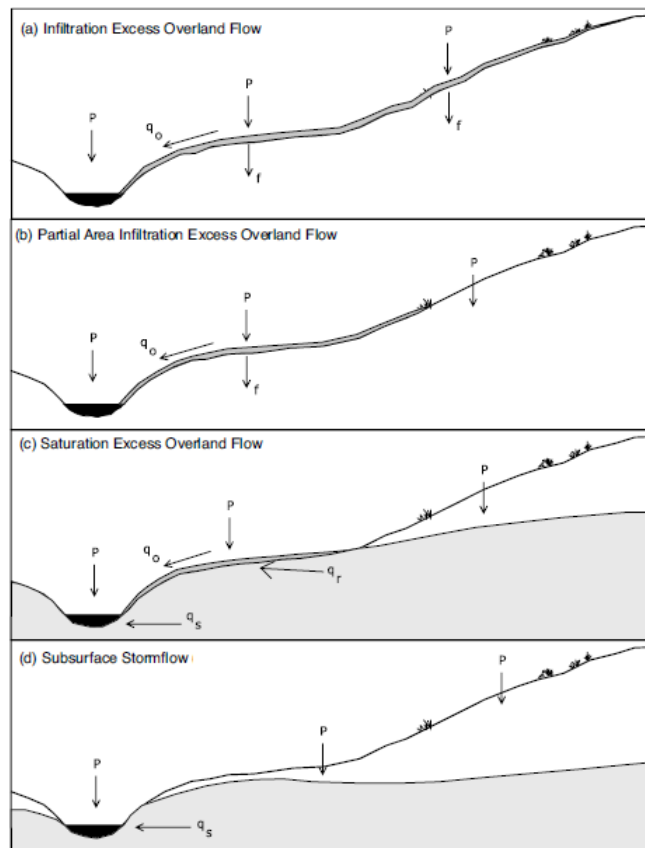


Figure 1-1. Représentation schématique des différents mécanismes de génération de ruissellement. ‘‘P’’ et ‘‘f’’ désignent respectivement les précipitations et l’infiltration. ‘‘q_r’’, ‘‘q_o’’, et ‘‘q_s’’ correspondent à l’écoulement de retour, ruissellement de surface et écoulement latéral souterrain, respectivement. Adapté de Beven [2012].

INTRODUCTION

Ce processus de ruissellement est très courant dans les régions ayant de fortes pentes avec des sols très perméables qui reposent sur une roche mère peu ou pas perméable [McDonnell et Taylor, 1987] (Figure 1-2). Par contre, l'écoulement superficiel, saturé et excessif se produit lorsqu'il y a saturation en eau du sol et provoque ainsi un ruissellement de surface. Dans les cas où la nappe phréatique est assez peu profonde et où la zone capillaire atteint la surface, une faible quantité de pluie suffit à déplacer l'eau précédemment stockée, devenant la principale contributrice à l'hydrogramme de crue [Abdul et Gillham 1984; Sklash et Farvolden 1979].

À l'échelle régionale, la magnitude de l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines est contrôlée par : 1) la magnitude de la conductivité hydraulique du lit du cours d'eau et des sédiments de la plaine alluviale ; 2) la différence entre le niveau des cours d'eau et celui des eaux souterraines adjacentes ; 3) les particularités (grandeur, profondeur) du chenal du cours d'eau au milieu de la plaine alluviale [Woessner, 2000]. En outre, la direction de l'échange de flux SW-GW varie en fonction du niveau de l'eau de la rivière par rapport à celui de l'eau souterraine adjacente.

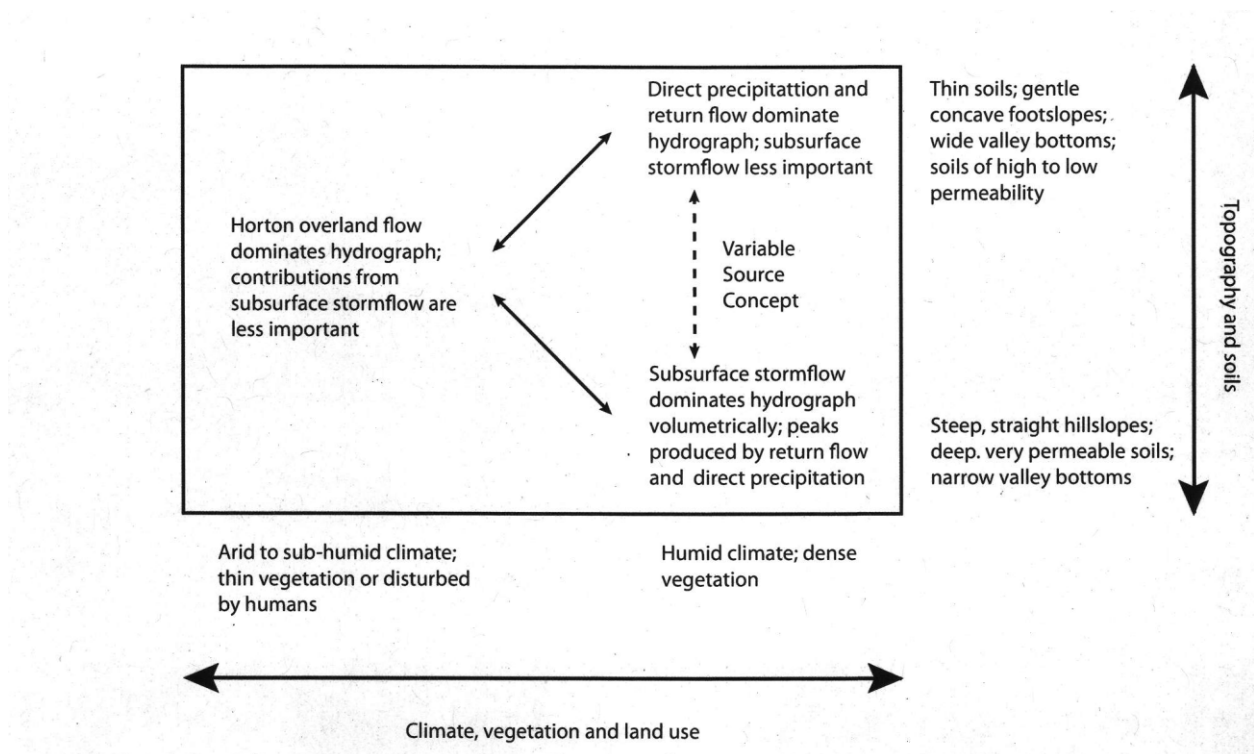


Figure 1-2. Mécanisme de génération du ruissellement dominant dans différentes conditions de sol, de climat et de topographie. Adapté de Dunne [1978].

Il existe deux situations différentes d'échanges de flux : 1) la condition affluente, lorsque l'eau s'écoule de la surface à l'eau souterraine, étant la plus commune dans des climats arides [Larocque et Broda 2016] et 2) la condition effluente, lorsque l'eau souterraine s'écoule à la surface, très répandue dans les climats humides [Larocque et Broda 2016]. Par conséquent, trois catégories permettent de distinguer les flux d'eaux : pérennes, intermittents et éphémères. Les flux pérennes sont principalement associés à des conditions effluentes et ont un débit de base continu presque toute l'année [Sophocleous, 2002](Figure 1-3 A et B) . Au contraire, les flux intermittents reçoivent de l'eau à certaines périodes de l'année et sont influents et effluents grâce au débit de base intermittent durant l'année. Enfin, les flux éphémères sont exclusivement affluente à cause de la nappe phréatique située sous le lit du cours d'eau [Sophocleous, 2002] (Figure 1-3 C).

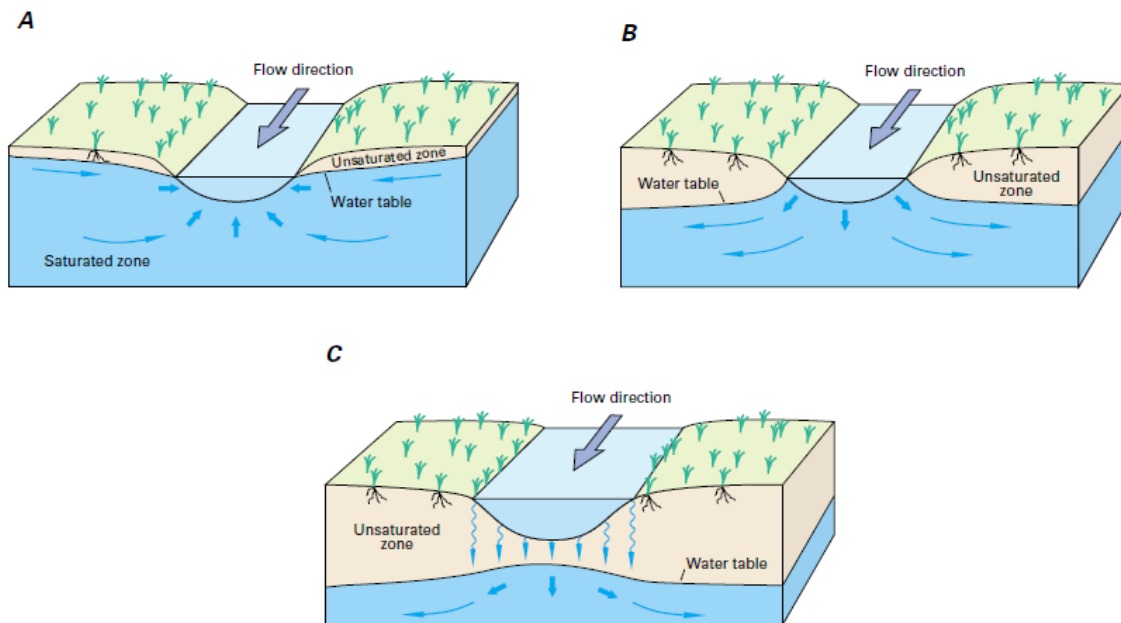


Figure 1-3. Schémas d'interactions entre rivière et aquifère. Adapté de [Alley et al., 1999].

1.3 Modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface-eaux souterraines

Malgré la continuité naturelle entre les eaux de surface et les eaux souterraines, les deux réservoirs sont le plus souvent modélisée indépendamment en raison des différences entre leurs échelles de temps respectives (par exemple la minute ou l'heure pour les eaux de surface versus le jour ou le mois pour l'eau souterraine) et leurs différences de temps de calcul [Furman, 2008].

Par conséquent, les modèles hydrologiques classiques négligent ou simplifient habituellement le mouvement des eaux dans le sous-sol ainsi que son effet sur la réponse simulée du bassin versant. D'autre part l'application de la recharge en eaux souterraines dans les modèles à base physique d'eaux souterraines a des limites issues des variations spatio-temporelles dues à la complexité des phénomènes qui régissent l'hydrologie et le climat [Chung et al., 2010]. Quant aux modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface et des eaux souterraines, ceux-ci sont en mesure de simuler les évolutions spatio-temporelles des interactions entre elles tout en ayant des variabilités géologiques et climatiques.

En général, deux approches portant sur la modélisation intégrée des zones souterraines et superficielles sont utilisées : 1) le couplage des modèles individuels et 2) l'application des modèles hydrologiques de surface-souterrain fondées sur des équations d'écoulement à base physique et employant des méthodes numériques de solution de ces équations. Avec l'objectif commun de simuler la réponse intégrée du bassin versant, ces deux approches sont différentes en termes de formulations des processus hydrologiques dans les zones souterraines et superficielles. Ces différences peuvent se distinguer selon deux catégories, à savoir la description du processus de flux au-dessus de la nappe phréatique et la formulation des interactions entre les zones souterraines et superficielles. Des modèles à base physique d'eaux souterraines sont résolus numériquement, ce qui impose de travailler avec des résolutions temporelles et spatiales fines afin d'avoir une solution stable. Cette résolution numérique est exigeante en termes de calculs. Néanmoins, la simplification du calcul de la recharge des eaux souterraines dans des modèles hydrologiques sans explicitement tenir compte de l'effet des eaux souterraines peut avoir pour conséquence des divergences entre la réponse réaliste et celle résultant de la simulation. Il s'agit finalement d'avoir une approche de modélisation intermédiaire avec une bonne capacité de simuler les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines, sans la complexité des calculs associés aux modèles à base physique.

1.4 Questions de recherche et objectifs

Ce travail vise à capitaliser sur les bénéfices de la modélisation intégrée tout en contournant les limites exposées plus haut, liées aux modèles à base physique et aux modèles couplés extérieurement. Ainsi, l'objectif de cette recherche porte en premier lieu sur le développement d'un modèle intégré avec une complexité intermédiaire. Il visera à simuler des interactions entre

systèmes de sols saturés et non-saturés. Dans un second temps, l'applicabilité de ce modèle à l'échelle du bassin versant sera évaluée face à un modèle à base physique.

Une telle évaluation comparative nous permet de répondre aux questions suivantes :

- 1- Comment les simplifications du modèle d'eaux de surface et d'eaux souterraines développé impactent-elles l'exactitude de la réponse du bassin versant simulée par un modèle à base physique ? Comment la réponse d'un modèle ayant un niveau de complexité intermédiaire peut-elle égaler celle des modèles entièrement couplés ?
- 2- Quelles sont les limites des modèles intégrés simplifiés pour la modélisation des interactions SW-GW fortes comme dans des régions où la nappe phréatique est peu profonde par rapport aux modèles entièrement couplés ? Comment surmonter ces limitations ?

1.5 Hypothèses de recherche

- 1- Comme indiqué ci-dessus, la performance des modèles intégrés sera validée à l'aide d'un modèle à base physique servant de point de référence. Par conséquent, l'hypothèse principale de cette recherche est que le comportement du processus hydrologique simulé par le modèle à base physique peut être utilisé comme référence. Quel que soit le modèle, la précision de prédiction est influencée par la structure et l'incertitude des paramètres du modèle. Ceci se vérifie également avec les modèles à base physique.
- 2- On suppose que le flux dans la zone non-saturée est strictement vertical. Plusieurs modèles SW-GW à base physique, comme MIKE SHE, font ce postulat en considérant le gradient du flux latéral dans la zone insaturée plus petit que le gradient de flux vertical [Chen et al. 1994; Qu et Duffy, 2007; Sherlock et al., 2002; Zhu et al., 2012]. De plus, la solution unidimensionnelle de l'équation de Richards dans les modèles à base physique peut améliorer l'efficacité de calcul des modèles à l'échelle du bassin versant. Une hypothèse similaire est utilisée pour la conceptualisation du flux non-saturé afin de développer le modèle SW-GW intégré.
- 3- On fait aussi l'hypothèse que les interactions entre des zones saturée et non-saturée ont deux comportements différents, soit unidirectionnel (l'infiltration des zones non-saturées vers les zones souterraines) associées à des nappes phréatiques profondes, soit bidirectionnel (l'infiltration des zones non-saturées et la remontée capillaire des eaux souterraines) associées à des nappes phréatiques peu profondes. Ainsi, le modèle développé doit avoir la capacité de

combiner ces deux cas afin de pouvoir être mis en application sur des bassins ayant des interactions différentes des zones non-saturée et saturée.

1.6 Contributions originales

Les contributions originales de cette thèse sont les suivantes :

- 1- Un modèle intégré des eaux de surface et des eaux souterraines optimisé pour le temps de calcul et d'un niveau de complexité intermédiaire à l'échelle de bassin versant a été développé. Une vérification de sa fiabilité contre un modèle à base physique comme point de référence est faite à l'échelle du bassin versant et à l'échelle locale.
- 2- En utilisant le modèle développé, des interactions entre la zone non-saturée et saturée sont évaluées en introduisant un emmagasinement spécifique dynamique en fonction de la nappe phréatique dans différentes configurations d'inclinaison du socle rocheux, de formes de pentes et de types de sol. Les résultats de cette simulation sont comparés à un schéma entièrement couplé (point de référence).
- 3- En se basant sur des séries de tests numériques utilisant une colonne de sol avec des propriétés diverses et différentes positions de nappe phréatique, une nouvelle formulation de la recharge en eau souterraine et de l'interaction entre les zones non-saturée et saturée est proposée pour l'application du modèle avec une nappe phréatique peu profonde. En outre, la méthode proposée est vérifiée sur deux cas : bidimensionnel (une pente uniforme) et tridimensionnel (bassin versant quasi réel).

1.7 Structure de la thèse

Une revue de littérature portant sur les différentes classes de modèles intégrés des eaux de surface et des eaux souterraines est présentée au chapitre 2. Ce dernier inclut également des points positifs et négatifs de chacune et leur potentiel face à la vérification des interactions entre eaux de surface et eaux souterraines à l'échelle des bassins versants. Le chapitre 3 présente la méthodologie et décrit en détail l'intégration des modèles hydrologiques distribués et souterrains utilisés dans cette thèse. Cela inclut des modifications de conceptualisation des processus hydrologiques afin de mettre le modèle en application dans des conditions où les bassins versants sont peu profonds. Le chapitre 4 présente l'application du modèle développé à un bassin versant de petite échelle (article 1). Le chapitre 5 présente la vérification des

interactions entre les flux saturés et non-saturés (c'est-à-dire les résultats du modèle développé) contre un modèle physique. Ceci est effectué pour différentes configurations de pente et de scénarios de drainage (article 2). Le chapitre 6 (article 3) présente l'évaluation des modifications apportées au modèle couplé de l'eau de surface et de l'eau souterraine afin d'étudier le comportement dynamique de nappes phréatiques peu profondes des bassins versants. Les conclusions des résultats de cette thèse et des recommandations pour les futurs travaux de recherche sont apportées au dernier chapitre.

CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Introduction

Dans ce chapitre, les recherches relatives aux modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface et des eaux souterraines sont examinées. Sur la base de la conceptualisation du processus d'écoulement de sous-surface, la revue de la littérature est divisée en trois parties portant sur :

- 1) les modèles intégrés à base physique dans lesquels les flux de surface et de sous-surface sont complètement couplés (Figure 2-1a).
- 2) les modèles à base physique distingués par la présence d'une zone saturée et d'une autre non-saturée (Figure 2-1b), et
- 3) les modèles basés sur le couplage d'un modèle hydrologique et d'un modèle des eaux souterraines (Figure 2-1c).

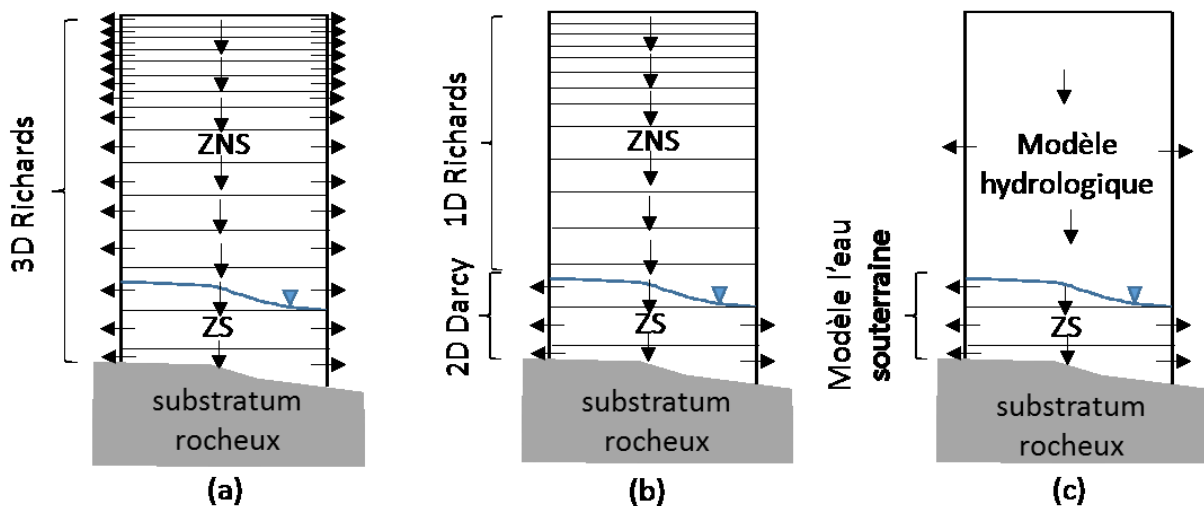


Figure 2-1. Représentation schématique de l'écoulement de la zone sous-surface dans un seul profil de sol en : a) modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation en continu de la zone sous-surface b) modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation discontinue de la zone sous-surface et c) modèles intégrés en couplant des modèles hydrologique et souterrain. ZNS : zone non-saturée. ZS : zone saturée. Tous les profils du sol en a) et b) et la partie saturée en c) sont discrétisés en couches calcul.

2.2 Modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation en continu de la zone sous-surface

Les modèles de cette catégorie décrivent les principaux processus hydrologiques impliqués dans les zones non-saturée, saturée et de surface régis par les lois physiques de la continuité et de la quantité de mouvement. Dans ces modèles, les écoulements de surface et en cours d'eau sont

décrits par des approximations des équations de Saint-Venant (Equation 2-1) [Spanoudaki et al., 2009] en onde de diffusion et en onde cinématique. La zone de sous-surface est traitée comme un continuum, donc les flux non-saturés et saturés sont décrits à l'aide de l'équation de Richards tridimensionnelle à saturation variable (Equation 2-2) [Sulis, 2010]:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \frac{\partial Q}{\partial s} = D_h \frac{\partial^2 Q}{\partial s^2} + c_k q_s \quad (2-1)$$

$$S_s S_w \frac{\partial \psi}{\partial t} + \phi \frac{\partial S_w}{\partial t} = \nabla \cdot [K_s K_r(\psi)(\nabla \psi + \eta_z)] + q_{ss} \quad (2-2)$$

Où $Q \left[\frac{L^3}{T} \right]$ est le débit dans la direction s , $t[T]$ est le temps, $c_k \left[\frac{L}{T} \right]$ est la célérité de l'onde cinématique, $D_h \left[\frac{L^2}{T} \right]$ est la diffusivité hydraulique, $q_s \left[\frac{1}{L} \right]$ est le flux entrant (positif) et le flux sortant (négatif) de la sous-surface à la surface, $S_s \left[\frac{1}{L} \right]$ est le stockage spécifique, $S_w(\psi)$ est la saturation relative, $\psi[L]$ est la hauteur de pression sous la surface, ϕ est la porosité, $K_s \left[\frac{L}{T} \right]$ est la conductivité hydraulique saturée, $K_r(\psi)$ est la conductivité hydraulique relative, η_z est le vecteur unitaire dans la direction z , $q_{ss} \left[\frac{1}{L} \right]$ est la source/puits distribué.

L'histoire des modèles hydrologiques intégrés à base physique remonte à plus de 45 ans, alors que le 'blue print' de *Freeze et Harlan* [Freeze et Harlan 1969] était probablement la première tentative de mise au point d'un modèle de surface et de sous-surface entièrement intégré et à base physique [Maxwell et al. 2014]. Cependant, les limites en ressources de calcul, en techniques numériques ainsi que le manque de compréhension complète de l'interaction SW-GW ont entraîné que ce type de modélisation n'est apparu que depuis les années 1990 à la suite du développement du modèle InHM (Integrated Hydrology Model) par VanderKwaak et Loague [2001]. CATHY [Bixio et al. 2002], HydroGeoSphere [Therrien et al., 2010] et ParFlow [Kollet et Maxwell, 2006] sont aujourd'hui des exemples utilisés pour cette approche de modélisation.

Contrairement aux similitudes dans la formulation des équations d'écoulements superficiels et de sous-surface des modèles de cette catégorie, la formulation mathématique des conditions aux limites entre les zones superficielles et sous-surface, les techniques de résolution du système couplé et leur méthode numérique adoptée pourraient être différentes. L'échange du premier ordre (*First order exchange*), la continuité de la pression et du flux à l'interface des zones de surface et de sous-surface, ainsi que la commutation des conditions aux limites sont les trois

formulations les plus largement utilisées des conditions aux limites pour le système d'écoulement surface et de sous-surface couplé.

L'échange du premier ordre est une méthode permettant de coupler un flux (ou un transport de soluté) entre des domaines de surface et de sous-surface, basé sur l'existence d'une couche d'interface entre les milieux continus [Therrien et Sudicky, 1996]. Cette couche d'interface est caractérisée par son épaisseur m et sa perméabilité k et le flux est calculé comme le rapport $\frac{k}{m}$ multiplié par la différence de pression à l'interface comme suit [Ebel et al., 2009]:

$$q_{sp}^e = -q_{ps}^e = \alpha_{sp}^e (\psi_s - \psi_p) \quad (2-3)$$

Où q_{sp}^e et $q_{ps}^e \left[\frac{1}{T} \right]$ sont les flux d'échange distribués de la surface au milieu poreux et du milieu poreux à la surface, respectivement. ψ_s et $\psi_p [L]$ sont les hauteurs de pression de la surface et du milieu poreux, et $\alpha_{sp}^e \left[\frac{1}{LT} \right]$ est le coefficient d'échange [Ebel et al. 2009]. Comme il n'existe pas de technique largement approuvée pour mesurer le coefficient d'échange et les paramètres correspondants, le coefficient d'échange est considéré comme un paramètre d'ajustement global dans le processus de calage [Bencala, 1984], ce qui limite l'applicabilité du modèle, en particulier pour la modélisation à l'échelle du bassin versant.

Dans la méthode de continuité de la pression et du flux à la surface du sol, il n'existe pas de couche interfaciale. L'équation d'écoulement de l'eau de surface est alors considérée comme une condition à la limite pour la solution de l'équation de Richards en non-saturé. De cette manière, la pression des zones de surface et de la sous-surface reste continue à la surface du sol [Kollet et Maxwell, 2006].

Dans la méthode de commutation des conditions aux limites, qui est mise en œuvre dans le modèle CATHY, la condition à la limite des nœuds de surface est commutée entre le flux spécifié (Neumann) lorsque les précipitations moins la demande d'évaporation ne dépassent pas la capacité d'infiltration du sol, et la pression de l'eau (Dirichlet) lorsque les nœuds de surface sont saturés [Bixio et al., 2002]. Par exemple, dans les cas où les précipitations dépassent la capacité d'infiltration, les nœuds de surface deviennent saturés et la fraction de précipitation qui s'accumule à la surface du sol est considérée comme une condition à la limite de Dirichlet pour la solution de l'équation d'écoulement de sous-surface. Si le taux de précipitation diminue de

sorte que les nœuds de surface ne sont plus saturés, la condition à la limite devient de type Neumann (taux d'infiltration) [Bixio et al. 2002].

Furman [2008] a présenté trois techniques de résolution des systèmes couplé d'écoulement de surface et sous-surface : découplé, couplage itératif ou séquentiel et couplage complet. L'approche découplée est le niveau le plus simple du couplage utilisé dans les modèles hydrologiques intégrés de manière externe comme SWAT-MODFLOW [Bailey et al. 2016]. À chaque pas de temps de calcul, le système d'écoulement d'eau de surface est résolu en premier et, en fonction de sa solution, la condition frontière pour le système d'écoulement de sous-surface est spécifiée et le système d'écoulement de sous-surface est résolu. Comme il n'y a pas de rétroaction entre les deux systèmes à chaque pas de temps et que la solution du système d'écoulement de sous-surface n'est pas renvoyée pour corriger le système d'écoulement de surface, il est commode d'utiliser la condition d'écoulement de sous-surface du pas de temps précédent pour résoudre l'équation de flux de surface pour le pas de temps actuel. La méthode de couplage itératif implique des rétroactions entre les systèmes d'écoulement superficiel et sous-surface à chaque pas de temps. Dans cette méthode, de la même manière que pour la méthode découplée, l'équation de l'eau de surface est résolue en premier, puis la condition à la limite à la surface du sol est spécifiée et enfin, l'équation de l'écoulement de sous-surface est résolue. La solution de l'équation d'écoulement de sous-surface met à jour la condition à la limite et l'équation d'écoulement de surface est à nouveau résolue à l'aide de cette nouvelle condition à la limite mise à jour. Ce processus est répété jusqu'à la convergence pour l'un des composants de flux calculés, par exemple la hauteur d'eau de surface [Furman, 2008]. Cette stratégie de couplage est mise en œuvre dans le modèle CATHY [Bixio et al. 2002]. Le troisième niveau, aussi appelé le couplage complet, est la solution des deux systèmes et les conditions aux limites interfaciales simultanément. Cette stratégie de couplage est mise en œuvre dans HydroGeoSphere [Therrien et al., 2010] et ParFlow [Kollet et Maxwell, 2006].

[Huang et Yeh, 2009] ont comparé les avantages et les inconvénients de ces différentes techniques de résolution du problème du flux de couplage de surface / sous-surface (découplage, couplage itératif et solution simultanée) et différentes formulations mathématiques de la condition à la limite (formulation du flux d'échange du premier ordre et continuité de la pression et du flux) avec respect de la flexibilité, la facilité de mise en œuvre, le temps de simulation et

le côté pratique dans les applications du monde réel. Ils ont conclu que, dans la première formulation de flux d'échange, certaines des données requises devaient être déterminées par des expériences sur le terrain, ce qui limitait l'applicabilité de l'approche dans la solution de problèmes à l'échelle du bassin versant, en particulier pour les simulations de grands bassins versants. Les auteurs ont également noté que la solution simultanée du problème de couplage prend du temps et est probablement peu pratique pour la modélisation des bassins versants. Ils ont fait valoir que pour la plupart des bassins versants, il n'existait pas de couche « moins perméable » à l'interface à la surface comparativement à la sous-surface, de sorte que la continuité de la pression et du flux constituerait la condition à la limite la plus justifiable d'un point de vue physique pour le système. Si toutefois il existe une couche moins perméable à la surface du sol (par exemple, un sédiment épais et de faible conductivité hydraulique), deux approches peuvent être considérées : la première est une approche rigoureuse où on considère la continuité de la pression et du flux, la seconde remplace cette couche moins perméable dans le processus de calcul par un terme de flux d'échange. Les auteurs ont également suggéré que pour une simulation robuste à l'échelle du bassin versant, toutes les combinaisons possibles de techniques de solutions et de formulation de conditions aux limites doivent être examinées avant de choisir l'approche la plus appropriée.

Le nombre de publications portant sur ces catégories de modèles intégrés avec une application à l'échelle du bassin versant reste limité. Ces dernières portent principalement sur des bassins instrumentés à l'échelle locale pour lesquels les propriétés hydrauliques détaillées du sol sont disponibles. Gauthier et al. [2009] ont étudié les interactions entre les écoulements de surface et les écoulements souterrains dans le bassin versant de Thomas Brook en Nouvelle-Écosse (8 km²) à l'aide du modèle CATHY. Ils ont étudié l'impact de l'hétérogénéité des sols sur des variables hydrologiques telles que le niveau des eaux souterraines, le débit des cours d'eau et l'infiltration. Ce modèle a également été utilisé comme modèle de référence pour évaluer les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines simulées par le modèle HELP-FEFLOW découplé sur la colline de Covey Hill (0,2 km²) au sud du Québec [Guay et al. 2013]. Pour des taux égaux de précipitation et d'évapotranspiration, la recharge de l'eau souterraine annuelle estimée par CATHY était supérieure de 8,9% à celle de HELP-FEFLOW, tandis que le débit total annuel simulé de HELP-FEFLOW était de 9,6% supérieur à celui de CATHY [Guay et al. 2013]. Ils ont conclu que les deux approches généraient des résultats cohérents en

capturant les interactions globales entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Cependant, les limites du modèle HELP-FEFLOW pour capturer la rétroaction entre la surface et la sous-surface étaient apparentes, en particulier dans les zones proches des cours d'eau où les eaux souterraines sont fréquemment déversées [Guay et al. 2013].

Sulis et al. [2011] ont étudié l'applicabilité de CATHY à l'évaluation des impacts du changement climatique sur la réponse hydrologique (débit des rivières, recharge des aquifères et stockage de l'eau dans le sol) du bassin versant des Anglais (690 km²) dans le sud-ouest du Québec. Les résultats de simulation du débit de la rivière ont montré des variations spatio-temporelles significatives dues aux variations des composantes de l'écoulement de surface et du débit de base. En outre, une augmentation significative de la recharge des eaux souterraines au cours de la saison hivernale était prévue en raison du rapport pluie/ neige plus élevé résultant de l'augmentation de la température. Une diminution de la recharge des eaux souterraines était également anticipée durant l'été en raison de l'augmentation de l'évaporation. L'analyse spatio-temporelle de la recharge de la nappe souterraine a permis de déterminer plus précisément la partie du bassin versant qui connaîtrait la plus forte augmentation de la recharge des eaux souterraines. Ces résultats soulignent non seulement les avantages d'utiliser des modèles physiques qui prennent en compte de manière explicite les interactions eau-surface, mais également les avantages de l'utilisation de tels modèles dans des enquêtes détaillées sur l'impact du changement climatique.

La capacité du modèle couplé surface et sous-surface InHM à simuler les interactions entre les zones de surface et de sous-surface a été évaluée pour deux événements de ruissellement et de précipitation dans un petit bassin versant appelé R-5 (environ 0,1 km²) situé en Oklahoma, États-Unis [VanderKwaak et Loague 2001]. L'objectif principal de l'étude était d'examiner l'hypothèse selon laquelle le ruissellement de type Hortonien pourrait ne pas être le mécanisme de ruissellement dominant dans le bassin versant. InHM a prédit que le débit du cours d'eau serait bien supérieur à celui d'autres modèles classiques pluviométriques. Par conséquent les auteurs ont conclu qu'il fallait prendre en compte le mécanisme de ruissellement excessif par saturation et par excès d'infiltration afin de simuler correctement la réaction des bassins versants aux événements pluvieux, et donc les interactions influencent le ruissellement dans ce bassin hydrographique.

Loague et al. [2005] ont amélioré la simulation précédente du bassin versant R-5 avec InHM [VanderKwaak et Loague, 2001] en résolvant ses principales limites. La première limite est liée à la résolution du maillage. Comme le maillage d'éléments finis n'a pas atteint la profondeur de l'aquifère modélisé, le substrat rocheux de l'aquifère était trop peu profond et l'état initial du bassin versant a été présenté à tort comme trop humide. Les auteurs ont étendu la profondeur du maillage à 50, 100 et 200 m, ce qui a réduit le stockage de l'eau dans le sol dans le sous-sol. La deuxième modification est l'incorporation d'un mécanisme d'évaporation dans InHM, qui n'était pas pris en compte dans la version originale. Dans le modèle, le mécanisme d'évaporation a été simulé comme étant une fonction de la saturation de la surface du sol et de la charge en eau de surface. Si la formation de dépôts de surface est petite, l'évaporation est appliquée uniquement au domaine de sous-surface, alors qu'elle est appliquée à la fois à la surface et à la sous-surface tant que la surface du sol n'est pas complètement saturée. Enfin, l'évaporation est appliquée uniquement aux eaux de surface lorsque la profondeur de l'eau de surface est supérieure à zéro. La troisième modification concerne la prise en compte de l'hétérogénéité du sol dans le bassin versant. Les résultats de la simulation ont montré que la profondeur du maillage avait un impact significatif sur la réponse du bassin versant, le modèle à 100 m donnant les meilleurs résultats par rapport aux observations. En outre, l'incorporation de l'évaporation et l'hétérogénéité du sol ont eu un impact significatif sur le ruissellement de surface et la distribution de l'humidité du sol. De manière inattendue, l'intégration de la géologie du sol, du mécanisme d'évaporation et de l'humidité du sol en profondeur ont entraîné une plus grande erreur quadratique moyenne (RMSE) pour les deux événements pluvieux analysés dans l'étude. Ceci montre la nécessité de paramétrer et d'initialiser davantage le modèle. Les auteurs concluent que les données importantes requises pour la simulation d'InHM et les incertitudes associées à l'initialisation du modèle rendent ses applications basées sur des événements assez difficiles.

Jones et al. [2008] ont également étudié l'applicabilité d'InHM à la simulation de réponses hydrologiques intégrées du sous-sol, cette fois sur un bassin hydrographique plus grand, soit le bassin du ruisseau Laurel (75 km²) dans le sud de l'Ontario, au Canada. Le modèle a été appliqué à deux événements pluvieux. Les résultats de la simulation ont montré que le modèle couplé peut capturer efficacement les échanges des flux de surface et de sous-surface pendant les précipitations et les périodes de séchage suivantes. Ils ont conclu que de nombreuses

améliorations en termes de performance de calcul, d'exigences relatives aux données d'entrée et de problèmes de mise à l'échelle étaient toujours nécessaires pour une application pratique à l'échelle des bassins versants de modèles couplés surface/ sous-surface à base physique. L'applicabilité d'HydroGeoSphere [Therrien et Sudicky, 1996] à la modélisation pluri-saisonnière des sous-sols et de surface du bassin versant de Duffin's Creek (286 km²) en Ontario, au Canada, a été étudiée par Li et al. [2008]. Les résultats de la simulation ont montré qu'il est essentiel d'intégrer la transpiration des plantes et l'évaporation de l'eau de surface et sous-surface dans les équations du modèle pour une calibration réussie.

Des modèles à base physique pour la surface et la sous-surface ont été utilisés dans un certain nombre d'études impliquant des processus dans lesquels le couplage surface et sous-surface a une influence. Par exemple, le modèle ParFlow, a été utilisé dans des applications telles que l'évaluation de la rétroaction entre la dynamique des eaux souterraines et l'énergie de surface terrestre dans le contexte des changements climatiques [Maxwell et Kollet, 2008], la capture de l'effet des eaux souterraines sur les processus de surface terrestre [Kollet et Maxwell 2006], la modélisation haute résolution de la dynamique de l'humidité du sol [Gebler et al. 2017] et beaucoup d'autres.

En résumé, les modèles intégrés de surface et de sous-surface avec la formulation en continu de la zone de sous-surface exigent des calculs complexes pour la modélisation à l'échelle de bassins versants. Cela est attribuable au raffinement des discrétisations spatiales et temporelles requis pour la stabilité numérique des modèles. Les nombreuses données requises constituent un autre obstacle à leurs applications répandues, expliquant pourquoi la plupart des applications de ces modèles ont été réalisées sur de petits bassins versants bien instrumentés. Les caractéristiques de rétention d'eau du sol ainsi que les paramètres de l'aquifère (coefficient d'emmagasinement, conductivité hydraulique, porosité) dans la zone souterraine et les paramètres d'écoulement en surface et en chenal (rugosité de Manning, coefficient d'échange rivière-aquifère) à l'échelle du réseau hydrographique ne sont pas facilement disponibles. Un autre problème est la difficulté de déterminer la répartition spatiale des variables hydrologiques à l'état initial (niveau piézométrique, profil d'humidité du sol dans la zone non-saturée, profondeur de l'écoulement de surface, débit de la rivière dans les tronçons). Une des stratégies pour déterminer l'état initial des zones de surface et du sous-sol dans les modèles entièrement couplés est basée sur le

drainage de la zone saturée sous la nappe phréatique jusqu'à l'obtention d'une correspondance acceptable entre le débit simulé et observé [Gauthier et al., 2009]. La précision de cette technique est sujette à caution, car différents paramètres hydrogéologiques des unités géologiques peuvent donner une distribution spatiale différente de la pression d'eau souterraine initiale, donnant la même valeur de débit de base tel que décrit par Ivanov [2002]. Dans une étude récente sur un bassin versant de 208 km² au Danemark utilisant ParFlow, Ajami et al., [2015] ont montré que l'impact des conditions initiales est significatif après une longue période (mois), soulignant l'importance d'une initialisation précise des variables d'état de surface et de sous-surface pour une modélisation réaliste intégrée à l'échelle du bassin versant.

2.3 Modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation discontinue de la zone sous-surface

De manière similaire aux modèles couplés surface et sous-surface précédents, les modèles couplés de cette catégorie décrivent également les eaux de surface (flux de surface et de rivière) en utilisant une approximation des équations de Saint-Venant (onde cinématique ou diffusive). Cependant, la zone souterraine est divisée en une zone non saturée et une zone saturée et des équations de flux distinctes sont appliquées à chaque zone. En supposant que le gradient hydraulique latéral est beaucoup plus petit que le gradient vertical dans la zone non saturée, l'écoulement vertical dans cette zone peut être décrit par l'équation de Richards unidimensionnelle [Twarakavi et al., 2008]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] - S(h) \quad (2-4)$$

Où $\theta(h)$ est la teneur en eau volumétrique, $h[L]$ est la pression de l'eau du sol, $K(h) \left[\frac{L}{T} \right]$ est la conductivité hydraulique non saturée et $S \left[\frac{1}{T} \right]$ est le terme source/ puits. Une telle simplification de l'écoulement dans la zone non saturée a été utilisée par de nombreux chercheurs [Chen et al., 1994; Harter et Hopmans, 2004; Hunt et al., 2008; Sherlock et al., 2002; Zhu et al., 2012] et s'avère raisonnable pour les simulations d'écoulements non-saturés à l'échelle d'un bassin hydrographique. L'écoulement saturé est décrit par l'équation de diffusivité :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} h \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2-5)$$

Où $K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} [LT^{-1}]$ sont les conductivités hydrauliques saturées le long des axes x, y , et z respectivement, $h[L]$ la hauteur piézométrique de l'eau souterraine, $Q[LT^{-1}]$ est le terme source/puits, et S est le coefficient d'emménagement. PAWS [Shen et Phanikumar, 2010], PIHM [Qu et Duffy, 2007] et MIKE SHE [Refsgaard et Storm, 1995] sont des modèles largement utilisés dans cette catégorie.

La distinction essentielle entre les modèles appartenant à cette catégorie et ceux présentés à la section 2.2 réside dans l'existence d'un schéma de couplage entre la zone non-saturée et la zone saturée. Une approche permettant de coupler l'équation de Richards unidimensionnelle à l'équation d'écoulement saturé à trois dimensions consiste à utiliser la hauteur d'eau souterraine du dernier pas de temps comme condition à la limite de Dirichlet pour la solution de l'équation de Richards [Downer et Ogden, 2004; Twarakavi et al., 2008]. En utilisant cette formulation, les zones non-saturée et saturée sont simulées à leurs propres intervalles de temps (explicitement couplés), comme illustré à la Figure 2-2. Le pas de temps requis pour la résolution de l'équation de Richards est beaucoup plus petit que celui utilisé pour le flux saturé. L'utilisation de différents pas de temps pour les zones non-saturée et saturée améliore l'efficacité de calcul de l'approche, par rapport à l'équation 3-D de Richards (voir l'équation 2-2) dans laquelle le pas de temps pour la totalité de la zone de sous-surface est très petit, ce qui est une caractéristique intéressante des simulations d'échelle de bassin versant [DHI, 2014; Twarakavi et al., 2008]. Une fois la solution de l'équation du flux non-saturé 1-D déterminée, la recharge calculée des eaux souterraines est appliquée lorsque la condition de la limite supérieure de la zone de flux saturé et le niveau de la nappe phréatique du profil de sol sont mis à jour. Le niveau de la nappe phréatique mis à jour est ensuite utilisé pour le calcul du débit non-saturé lors du prochain pas de temps.

Cette approche, consistant à fixer le niveau de la nappe phréatique au cours d'un pas de temps pour résoudre l'équation 1-D de Richards dans la zone non-saturée, peut toutefois conduire à une erreur de bilan massique significative si la recharge des eaux souterraines ou le flux latéral dans la zone saturée entraînent de grandes variations du niveau de la nappe phréatique [Shen et Phanikumar, 2010]. C'est le cas dans les nappes phréatiques peu profondes où le coefficient d'emménagement (utilisé dans l'équation 2-5) est fonction du profil d'humidité du sol dans la

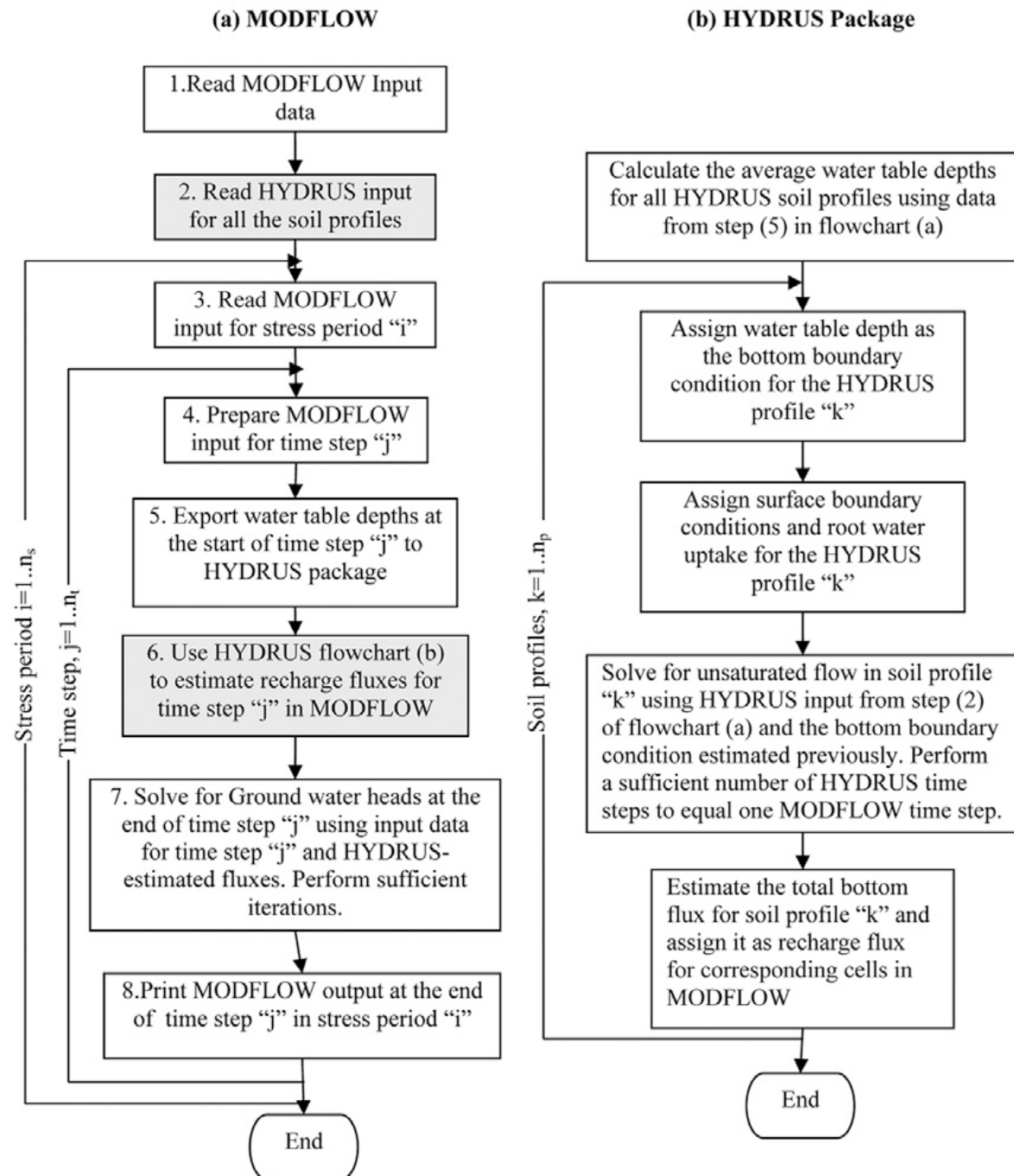


Figure 2-2. Organigramme décrivant la procédure de couplage de HYDRUS à MODFLOW. adapté de Twarakavi et al., [2008].

zone non-saturée et sa décroissance lorsque la nappe phréatique monte conduit à une augmentation significative de la nappe phréatique. Un autre cas où l'hypothèse d'une nappe phréatique fixe ne convient pas est celui des pentes abruptes où le niveau de la nappe est directement affecté par le flux latéral dans la zone saturée.

La

Figure 2-3 illustre une représentation de l'erreur provoquée par une condition à la limite inférieure fixe dans la zone non-saturée au cours d'un pas de temps. Compte tenu de l'entrée et de la sortie dans la totalité de la couche de sous-surface (non-saturée + saturée), l'erreur de bilan massique cumulée du temps n au temps $n + 1$ est définie comme suit:

$$E_{cum}^{n+1} = E_{cum}^n + \int_{z_0}^{z_g} [\theta^{n+1}(z) - \theta^n(z)] dz + \sum q \quad (2-6)$$

Où E_{cum}^n et $E_{cum}^{n+1}[L]$ sont l'erreur de bilan massique accumulée, respectivement aux pas de temps n et $n + 1$ correspondants de la zone non saturée; z_0 est le datum et z_g est l'élévation de la surface du sol, respectivement ; θ est la teneur en eau ; et $\sum q$ est le débit net, comprenant aussi le taux d'infiltration, la perte par évapotranspiration et le flux horizontal net (positif vers l'extérieur) de la zone saturée au cours de la période précédente. Dans la

Figure 2-3, si l'on suppose qu'aucune contrainte externe n'est appliquée dans la zone non-saturée (infiltration, évapotranspiration) et que le flux latéral saturé est considéré comme négligeable, la partie supérieure de la zone non-saturée perd alors de l'humidité (zone V1) et la partie inférieure gagne en humidité (zone V2). Si le niveau de la nappe phréatique ne change pas pendant le pas de temps (position h1), l'erreur de bilan hydrique du profil de sol est égale à la différence entre V1 et V2. L'erreur serait nulle si le niveau de la nappe phréatique était à la position h2 (V1 ~ V2), car le profil d'humidité correspondant sur la figure correspondrait à la ligne pointillée.

L'équation 2-6 montre comment un paramétrage incorrect des propriétés de la zone saturée (coefficient d'emménagement) peut entraîner une erreur du niveau de la nappe phréatique et du flux saturé latéral prévu et par conséquent, dans le bilan massique accumulé. . Cet effet est toutefois moins important dans les nappes phréatiques profondes et dans les milieux à texture grossière, où le rendement spécifique est moins affecté par le profil d'humidité dans la zone non-saturée.

Dans PIHM (Penn State Integrated Hydrologic Model) [Qu et Duffy, 2007], les stockages d'eau dans les zones saturée et non-saturée interagissent de manière non-linéaire en fonction de la solution à l'équilibre de l'équation de Richards. Dans cette approche, l'équation 1-D de Richards à l'état d'équilibre dans la zone non-saturée est résolue en supposant que le niveau de la nappe phréatique (déterminé à partir du pas de temps précédent)

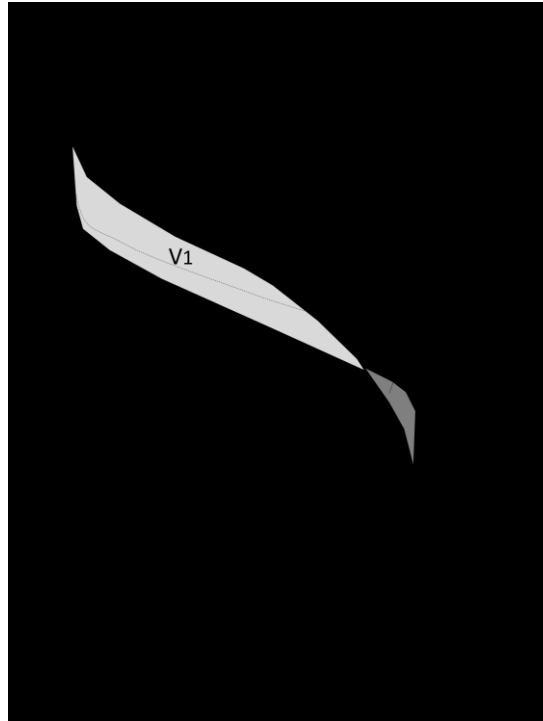


Figure 2-3. Erreur associée au niveau de la nappe phréatique entre les pas de temps n et $n + 1$ de la zone non-saturée. Le profil en pointillé correspond au profil d'humidité prévu dans la couche non saturée si le niveau de la nappe phréatique était à la position h_2 .

est la condition à la limite inférieure. Il en résulte une solution analytique de la recharge des eaux souterraines en fonction du niveau de la nappe phréatique, de l'état d'humidité dans la couche non-saturée et des propriétés hydrauliques de la couche non-saturée. Ce schéma de couplage non-saturé et saturé présente deux limites majeures qui doivent être soigneusement évaluées pour des applications spécifiques. La première limitation porte sur l'hypothèse de nappe phréatique fixe précédemment évoquée lors du calcul du flux non saturé. La seconde limitation est liée à la solution analytique de l'équation de Richards qui utilise un ensemble de propriétés hydrauliques non-saturées. Cette dernière approche est discutable si la zone non-saturée est composée de plusieurs couches aux propriétés hydrauliques contrastées.

La formulation analytique du schéma de couplage de flux non-saturé et saturé a été utilisée pour évaluer l'interaction entre les stockages d'humidité dans les zones non-saturé et saturé pour différentes textures de sol et profondeurs de la nappe phréatique [Duffy, 2013]. Les résultats de la simulation montrent que le stockage de l'humidité dans les zones non-saturée et saturée est positivement corrélé jusqu'à un certain niveau de la nappe phréatique, ce qui signifie que l'augmentation du stockage de l'humidité non-saturé entraîne une augmentation du niveau de la

nappe phréatique. Cependant, ils sont inversement corrélés par rapport au stockage critique d'humidité dans la zone non-saturée, car l'élévation de la nappe phréatique entraîne une diminution du stockage d'humidité dans la zone non-saturée.

MIKE SHE [Refsgaard et Storm, 1995] est un autre modèle largement connu de cette catégorie de modèles couplés. Le couplage de zone non-saturé et saturé dans MIKE SHE est basé sur des ajustements itératifs de la nappe phréatique et un calcul itératif du module non-saturé jusqu'à conservation du bilan massique de l'eau. Dans cette procédure, les termes de sortie et de source/puits dans la zone saturée sont inclus (Équation 2-6). Contrairement au PIHM, un nombre illimité de couches de sol dans la zone non-saturée peut être défini, ce qui rend la solution plus adaptée aux profils de sol hétérogène. De plus, comme la solution de l'équation de Richards n'est pas analytique et que la nappe phréatique est ajustée entre les pas de temps non-saturés, le modèle non-saturé et saturé est applicable à la fois aux nappes phréatiques peu profondes et profondes. De plus, comme la zone saturée est représentée en trois dimensions et que plusieurs couches aquifères peuvent être incluses, ce choix de modèle est approprié pour les aquifères à structure hétérogène et est donc plus polyvalent que PAWS.

Des modèles couplés de cette catégorie ont été appliqués à de nombreux bassins versants de moyenne à grande taille, tels que ceux de la rivière Red Cedar au Michigan (1 169 km²) [Shen et Phanikumar, 2010], du Bassin de Karup au Danemark (440 km²) [Refsgaard, 1997], des bassins versants de la rivière Grand (14 431 km²) et de la baie Saginaw (22 556 km²) [Niu et al. 2014], du Bassin d'Okanagan dans le sud de la Colombie-Britannique (8 000 km²) [Smerdon et al. 2009]. Toutefois, la nécessité d'une discrétisation spatio-temporelle fine des équations de Richards ainsi que de leur paramétrisation reste un problème pour les applications à l'échelle des bassins versants. En outre, l'effet de l'écoulement latéral sur l'écoulement non-saturé (qui est négligé dans les modèles intégrés de cette catégorie), en cas de grands gradients topographiques ou de simulations de bassins versants à petite échelle, peut ne pas être négligeable [Kollet et al. 2017]. L'un des principaux avantages de la procédure de couplage détaillée ci-dessus est que les équations d'écoulement non-saturé et saturé peuvent être résolues avec différents pas de temps (minutes à heures pour la zone non saturée et heures à jours pour la zone saturée). Le modèle est ainsi plus attrayant du point de vue du calcul par rapport aux modèles de continuum décrits à la section 2.1.

Les modèles qui résolvent les équations de Richards sont assez difficiles à mettre en œuvre car ils nécessitent des paramètres de rétention d'eau du sol pour chaque grille qui ne sont pas faciles à obtenir à l'échelle du bassin versant. Même si ces paramètres sont disponibles, l'inadéquation entre l'échelle de la mesure (laboratoire) et celle de l'application (grilles de modèle) de ces propriétés est inévitable. Par conséquent, malgré la structure physique de ces modèles, les propriétés hydrauliques du sol ainsi que d'autres paramètres, par exemple les coefficients décrivant la forme des racines des plantes utilisées dans le calcul de l'évapotranspiration à l'aide de la méthode de Kristensen et Jensen, [1975] sont souvent déterminés par le processus de calibration.

En ce qui concerne l'approche de couplage non-saturé et saturé, diverses hypothèses simplificatrices sont utilisées pour rendre le processus de calcul efficace, comme décrit ci-dessus. Cependant, les simplifications peuvent affecter de manière significative la précision de la simulation, en particulier si les conditions dans lesquelles sont basées les hypothèses sous-jacentes ne sont pas remplies. Par exemple, si un seul ensemble de propriétés hydrauliques du sol de la zone non-saturée peut représenter efficacement la nature hétérogène du profil de sol, cela peut affecter directement le profil d'humidité simulé dans la zone non-saturée et les fluctuations de la nappe phréatique. Un autre exemple porte sur un aquifère anisotrope provoquant l'écoulement latéral dans un écoulement saturé déviant de l'hypothèse d'écoulement uniforme établie dans le modèle. Enfin, à l'instar des modèles couplés surface et sous-surface introduits dans la section 2.1, les incertitudes associées lors de l'initialisation du modèle constituent une autre question à prendre en compte pour envisager l'utilisation de ce type de modèles intégrés. Cela peut devenir particulièrement important dans les simulations basées sur des événements.

2.4 Modèles hydrologiques couplés avec modèles des eaux superficielles et des eaux souterraines

Les modèles de cette catégorie sont basés sur l'intégration de modèles hydrologiques et d'eaux souterraines existants, en considérant la recharge et le débit de base des eaux souterraines (échange direct entre la rivière et l'aquifère sous-jacent) comme variables de liaison (voir la Figure 2-4). La recharge des eaux souterraines est un résultat du modèle hydrologique qui constitue une condition à la limite supérieure variant dans le temps pour le modèle des eaux

souterraines. En contrepartie, le débit de base calculé par le modèle d'eaux souterraines est utilisé comme entrée dans le module de routage des débits du modèle hydrologique [Barthel, 2006]. Contrairement aux modèles à base physique dans lesquels l'écoulement dans la zone non-saturée est décrite par l'équation de Richards, la couche non-saturée des modèles hydrologiques est habituellement conceptuelle et est souvent divisée en une couche de surface relativement mince et en une zone non-saturée plus profonde. De plus les flux ne sont généralement pas calculés en fonction d'une description physique du processus de flux. Par conséquent, les modèles intégrés surface et sous-surface de cette catégorie sont conceptuellement plus simples et plus rapides en calcul, car il n'est pas nécessaire de discrétiser la zone non saturée dans les sous-couches et ils sont plus pratiques pour la modélisation intégrée à l'échelle régionale [Barthel, 2006].

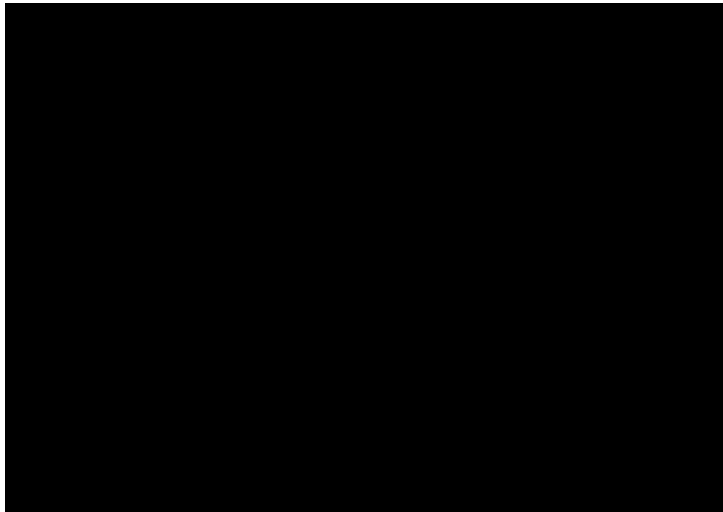


Figure 2-4. Représentation schématique du couplage des modèles hydrologiques et des eaux souterraines. Modifié d'après Barthel [2006].

Cependant, étant donné que le processus d'écoulement sous la surface est grandement simplifié dans les modèles hydrologiques, les réactions aux flux hydrologiques calculés par le modèle hydrologique ne sont pas prises en compte et le couplage entre les zones non-saturée et saturée est seulement à sens unique. Par exemple, lorsque la nappe phréatique est proche de la surface du sol, elle peut affecter de manière significative l'état d'humidité du sol dans la zone non-saturée par le biais de la remontée capillaire et de l'absorption directe d'eau de la nappe phréatique [Soylu et al., 2011], un processus qui n'est généralement pas simulé par le modèle hydrologique. Négliger ce processus peut donc affecter l'ampleur de l'infiltration, de l'évapotranspiration et de

la percolation des eaux souterraines calculées par le modèle hydrologique, car elles dépendent de l'humidité du sol. Un exemple de cette approche de couplage unidirectionnel a été appliqué dans le couplage du programme de simulation hydrologique Fortran (HSPF) à MODFLOW [Ross et Tara, 1993]. Dans HSPF-MODFLOW, les eaux d'infiltration calculées par HSPF forcent le modèle des eaux souterraines sans prendre en compte les rétroactions de simulation des eaux souterraines sur la zone non-saturée.

Les modèles hydrologiques et d'eau souterraine couplés plus récents, entrant dans la présente catégorie de modèles, reposent sur une interaction bidirectionnelle des modèles hydrologiques et des eaux souterraines tels que SWAT-MODFLOW [Bailey et al., 2016; Chung et al., 2010; Guzman et al., 2015; Sophocleous et Perkins, 2000] et GSFLOW [Markstrom et al. 2008]. Dans une structure d'interaction bidirectionnelle, la charge d'eau souterraine calculée dans le pas de temps actuel est transmise au modèle hydrologique pour être utilisée dans le calcul des processus hydrologiques du pas de temps suivant. Par exemple, si le niveau de la nappe phréatique se situe dans la zone racinaire, il peut contribuer directement au mécanisme d'évapotranspiration, comme indiqué par Luo et Sophocleous [2011].

Contrairement aux modèles intégrés où les interactions entre les zones non-saturée et saturée peuvent être explicitement abordées via l'équation de Richards (comme dans MIKE SHE), la structure de couplage dans les modèles tels que HSPF-MODFLOW, GSFLOW et TOPMODEL-MODFLOW [Guzha, 2008] ne permet pas de capturer des interactions fortes entre les zones saturée et non-saturée, comme dans une nappe phréatique peu profonde. Dans de telles situations, les fluctuations de la nappe phréatique sont contrôlées par les variations non linéaires de l'emménagement spécifique. Dans les modèles couplés hydrologiques - eaux souterraines, l'emménagement spécifique est un paramètre relié aux propriétés du sol et indépendant du temps qui doit être déterminé par un processus d'étalonnage par rapport à des observations de la profondeur de la nappe.

En résumé, les modèles couplés hydrologiques-eaux souterraines sont les plus rapides en calcul comparés aux autres groupes, car aucune discrétisation verticale fine du profil du sol dans la zone non-saturée n'est requise et les petits intervalles de temps pour la résolution numérique ne sont pas nécessaires. Par conséquent, ces modèles conviennent à la modélisation des interactions à grande échelle des eaux souterraines et des eaux de surface [Barthel et Banzhaf, 2016].

Cependant, leur application peut être difficile dans des environnements humides où l'interaction entre les zones non-saturée et saturée est forte et où les fluctuations de la nappe phréatique des aquifères non-confinés sont directement affectées par un emmagasinement spécifique dynamique en fonction de la nappe phréatique et des propriétés hydrauliques du sol (plutôt que constant dans les modèles à base physique d'eaux souterraines).

Considérant que l'interaction rivière-aquifère est une condition à la limite dépendant du niveau piézométrique dans le modèle des eaux souterraines (comme on le retrouve dans le module fluvial de MODFLOW), les modèles couplés peuvent simuler la distribution spatio-temporelle des échanges du flux rivière-aquifère [Bailey et al., 2016]. Toutefois, cette conceptualisation du réseau hydrographique dans les modèles d'eaux souterraines présente quelques limites : 1) le flux non saturé sous le lit de la rivière n'est pas simulé, ce qui peut entraîner une sous-estimation du flux d'infiltration du cours d'eau vers l'aquifère ; 2) l'incompatibilité entre la largeur de la rivière par rapport à la taille de la grille numérique de discrétisation de l'aquifère entraîne une erreur dans la position de la nappe phréatique sous la rivière [Brunner et al. 2010] ; 3) la discrétisation verticale de l'aquifère affecte également le flux d'échange [Brunner et al. 2010].

Il est important de noter que la zone non-saturée n'est souvent pas explicitement conceptualisée dans les modèles hydrologiques et souterrains couplés, ce qui peut affecter directement l'ampleur de la recharge calculée des eaux souterraines. En fait, dans les modèles hydrologiques, la zone souterraine s'étend souvent uniquement à travers la zone racinaire. Le flux ainsi calculé en dehors de cette zone est supposé atteindre directement la nappe phréatique dans le même pas de temps de simulation. Cependant, la présence de couches moins perméables dans la zone non-saturée peut réduire la réalimentation réelle de la nappe phréatique par rapport à la sortie de la zone racinaire (une partie de l'eau stockée dans la zone saturée moins perméable se décharge latéralement sous forme d'écoulement intermédiaire). Ceci représente un problème important, en particulier dans la modélisation à l'échelle régionale où l'épaisseur de la zone non-saturée peut être considérable et où la recharge des eaux souterraines calculée dans le modèle hydrologique n'atteindra jamais, ou seulement partiellement, l'aquifère sous-jacent, comme le montre la Figure 2-5.

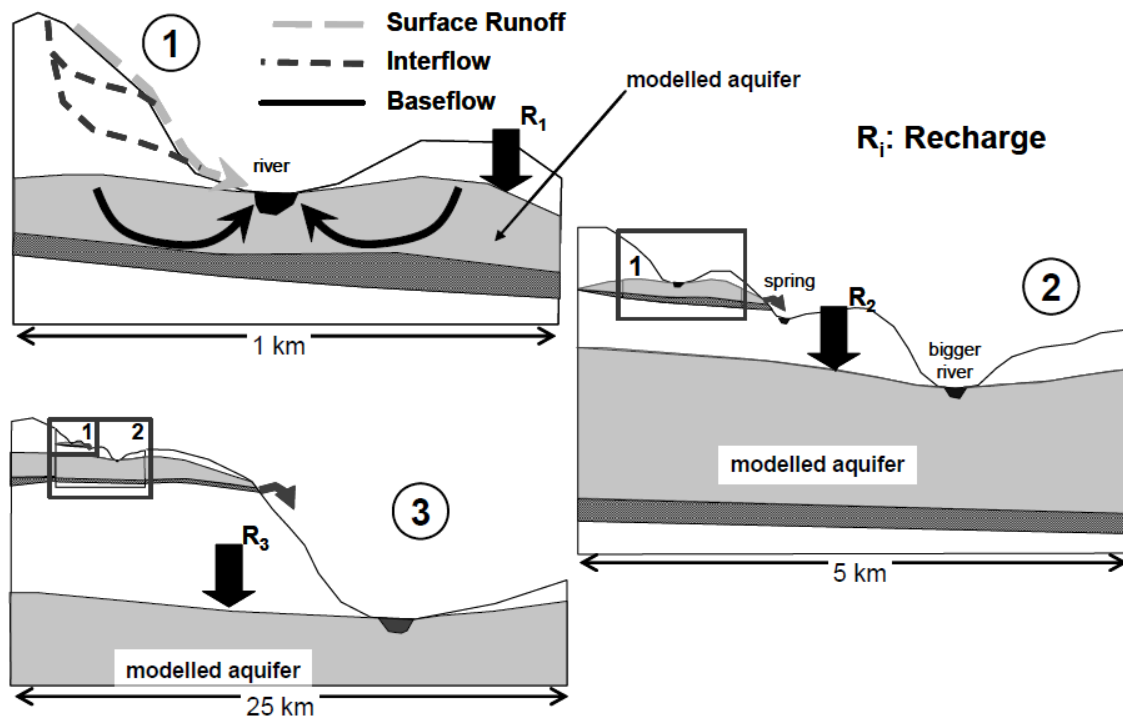


Figure 2-5. Représentation schématique de la recharge des eaux souterraines à différentes échelles. Adapté de Barthel [2006].

2.5 Résumé

Dans ce chapitre, la littérature couvrant différents types de modèles intégrés eau de surface - eau souterraine et les stratégies de couplage des zones de surface et de sous-surface a été passée en revue. Selon la représentation du processus d'écoulement souterrain, les modèles intégrés d'eau de surface et d'eau souterraine ont été divisés en trois classes : 1) les modèles intégrés à base physique avec une conceptualisation en continu de la zone souterraine ; 2) les modèles intégrés à base physique avec des représentations séparées des flux non-saturés et saturés et 3) les modèles hydrologiques couplés avec modèles des eaux surface et des eaux souterraines existants. Les modèles basés sur la physique, avec une description continue du processus d'écoulement souterrain et la solution simultanée des équations d'écoulement superficiel et souterrain, constituent la méthode la plus complète d'intégration des processus d'eaux de surface et souterraine. Cependant, leurs applications dans les études à l'échelle des bassins versants ont été limitées en raison des coûts de calcul élevés et de la grande quantité de données requises. La simplification de l'écoulement non-saturé par un écoulement vertical unidimensionnel et son

couplage à un modèle d'écoulement saturé tridimensionnel ou bidimensionnel moyenné verticalement améliorent l'efficacité de calcul du modèle, augmentant ainsi son applicabilité potentielle pour les études à l'échelle d'un bassin hydrographique. Deux approches pour la formulation de l'interaction entre flux saturés et non-saturés ont été examinées : 1) la solution itérative du flux non-saturé et saturé et 2) la solution reposant sur hypothèse que la hauteur de la nappe phréatique est une condition à la limite inférieure fixe du module du flux non-saturé. Cette deuxième approche est plus simple du point de vue du calcul, toutefois, elle a des limites si le débit saturé provoque de grandes variations de la nappe phréatique ou dans le cas de nappes phréatiques peu profondes où les changements de la nappe sont supérieurs à ceux attendus par l'emmagasinement spécifique fixe que l'on retrouve dans la structure de modélisation de l'écoulement saturé. La première approche nécessite des ajustements itératifs de la nappe phréatique à chaque pas de temps non-saturé, d'où une efficacité de calcul moindre.

Enfin, l'approche consistant à coupler les modèles hydrologiques et d'eaux souterraines existants a été examinée. Avoir une formulation simplifiée des processus hydrologiques élimine toutes les instabilités ou limitations imposées pour la solution numérique de l'équation de Richards, augmentant ainsi le potentiel de modélisation à grande échelle des bassins versants. Cependant, l'absence de formulation explicite de l'interaction entre les zones non-saturée et saturée peut entraîner des erreurs dans les niveaux de la nappe phréatique prévus pour les nappes phréatiques peu profondes, où les modifications du niveau de la nappe phréatique sont également affectées par l'état d'humidité de la zone non-saturée.

Étant donné les avantages et les inconvénients de chaque approche de modélisation, le modèle intégré proposé dans cette thèse est basé sur le couplage d'un modèle hydrologique à un modèle d'eau souterraine. Le chapitre suivant présente la procédure de couplage et les modifications apportées dans le modèle hydrologique et celui des eaux souterraines pour simuler la forte interaction entre les zones non-saturée et saturée dans les régions humides.

CHAPITRE 3 MÉTHODOLOGIE

3.1 Introduction

Dans ce chapitre, la méthodologie pour développer un modèle intégré eaux de surface-eaux souterraines applicable à l'échelle du bassin versant est présentée. Le chapitre commence par la description des modèles hydrologiques et eaux souterraines utilisés dans cette recherche, suivie de la description de modèle eaux de surface-eaux souterraines à base physique pris comme modèle de référence. Ensuite, la procédure de couplage entre les modèles hydrologiques et des eaux souterraines est présentée. La comparaison des schémas de couplage non-saturé et saturé des deux modèles représentant l'une des principales différences de structure des deux modèles intégrés fait l'objet de la section suivante. Enfin, les modifications proposées au modèle intégré pour capturer la dynamique des nappes phréatiques peu profondes sont présentées. L'organigramme de la méthodologie adoptée pour cette recherche est présenté à la figure 3-1. Les parties bleue, jaune et verte de la Figure 3-1 correspondent aux chapitres 4, 5 et 6, respectivement, qui sont écrits en tant qu'articles de recherche.

3.2 MODÈLES

3.2.1 Justification du choix des modèles hydrologiques, eaux souterraines et de référence

Comme indiqué dans le chapitre 1, l'objectif de la présente recherche est non seulement de développer un nouveau modèle intégré eau de surface-eaux souterraines, mais également d'examiner la pertinence des modèles hydrologiques intégrés de manière externe, qui reposent sur l'intégration des modèles hydrologiques et souterrains existants, aux modèles à base physique. Une telle évaluation comparative permet d'identifier les limites associées à cette stratégie de couplage et les moyens potentiels d'améliorer la structure actuelle des modèles hydrologiques et eaux souterraines en vue de mieux les coupler.

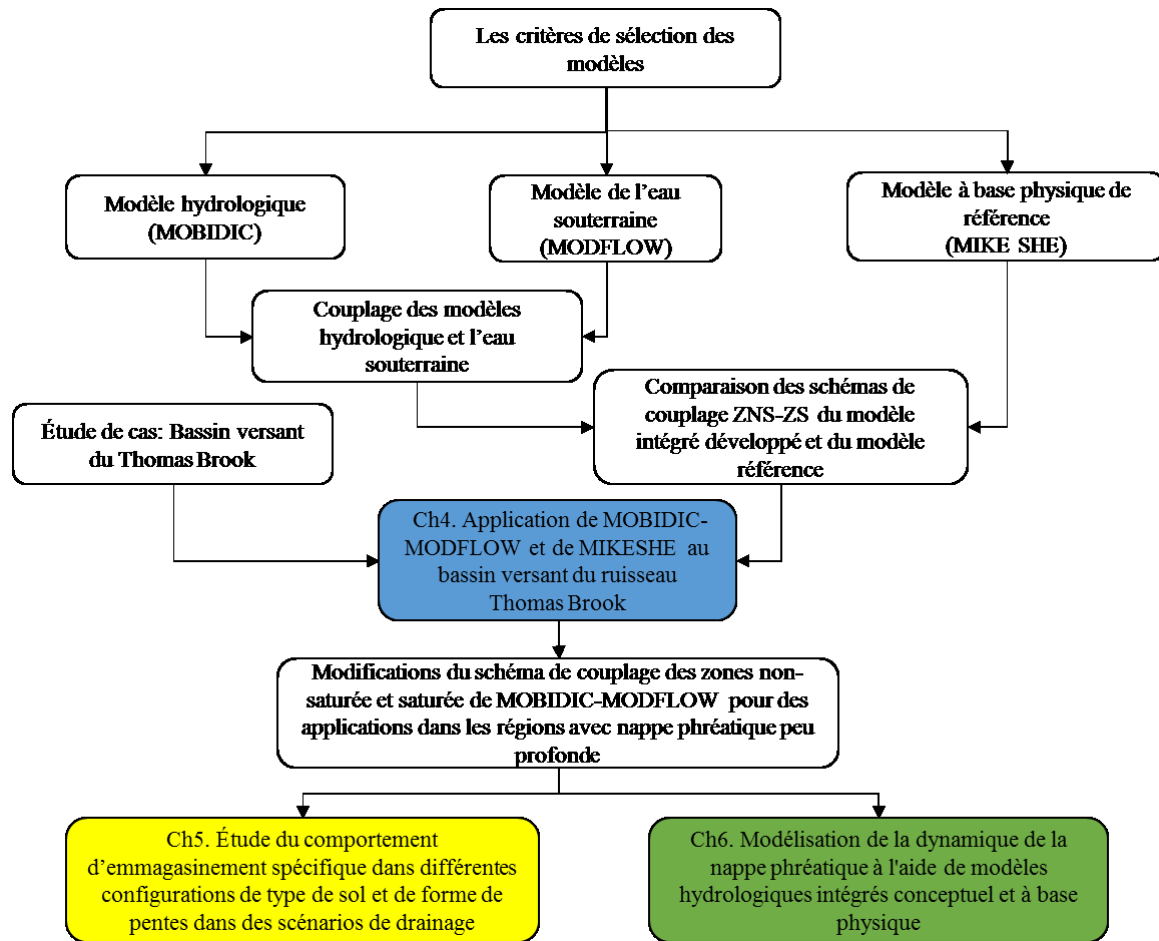


Figure 3-1. Organigramme de la méthodologie adoptée pour cette recherche.

Même si des comparaisons de modèles ont été effectuées entre des modèles de surface et de sous-surface à base physique [par exemple Kollet et al., 2017; Maxwell et al., 2014], la revue de littérature n'a montré aucune évaluation modèle par modèle entre les modèles intégrés à base physique et ceux à couplage externe. Toutefois, la méthodologie développée dans cette recherche a pour objectif d'étudier les différences de conceptualisation et de formulation du processus hydrologique des modèles surface et sous-surface couplés extérieurement et intégrés à base physique, améliorant ainsi notre compréhension des avantages et des limites de chaque approche de modélisation.

Dans la présente recherche, la sélection des modèles hydrologiques, des eaux souterraines ainsi que du modèle physique de référence repose sur les critères suivants :

- 1- Les modèles hydrologiques et d'eaux souterraines sélectionnés doivent avoir des codes sources accessibles pour toute modification ultérieure dans le processus d'intégration. De plus, comme le modèle hydrologique est conceptuel, on préfère un petit nombre de paramètres de calage, c'est-à-dire un modèle à structure parcimonieuse, ce qui limite le problème d'équifinalité du modèle et rend le processus de calage moins fastidieux pour les applications à l'échelle des bassins versants.
- 2- Le modèle hydrologique choisi doit être spatialement distribué. Étant donné qu'une majorité de modèles d'eaux souterraines sont distribués, cela facilite l'échange d'information avec le modèle d'eaux souterraines. En outre, la nature distribuée du modèle intégré permet une évaluation à l'échelle de la grille des variables simulées par rapport au modèle de référence.
- 3- Le modèle à base physique de référence doit prendre en compte l'interaction entre les zones saturée et non-saturée. En d'autres termes, le modèle choisi doit être applicable aux nappes peu profondes et profondes avec des hypothèses restrictives minimales dans la formulation des interactions hydrologiques entre les zones de surface non-saturées et saturées.
- 4- Compte tenu du fait que la zone non saturée joue le rôle de liaison entre les eaux de surface et les eaux souterraines, le modèle d'eaux souterraines choisi devrait avoir une structure similaire en termes de formulation et de méthode numérique au module de flux saturé du modèle de référence. Cela permettra d'évaluer les effets de différentes formulations de la zone non-saturée dans la réponse simulée produite par les modèles intégrés.

Sur la base des critères ci-dessus, MOBIDIC [Campo et al., 2006; Castelli, 2009] et MODFLOW [Harbaugh et al., 2000] ont été sélectionnés comme modèles hydrologiques et d'eaux souterraines pour le modèle intégré eaux de surface-eaux souterraines développé dans cette recherche. De plus, MIKE SHE [Refsgaard et Storm, 1995] a été choisi comme modèle intégré de référence physique pour cette recherche.

3.2.2 MOBIDIC

Modello Bilancio Idrologico DIstributo et Continuo (MOBIDIC) [Campo et al., 2006; Castelli et al., 2009] est un modèle hydrologique continu spatialement distribué, dans lequel les bilans

de masse et d'énergie sont résolus sur des grilles carrées de calcul. Il a été développé à l'origine par

Campo et al. [2006] et Castelli et al. [2009] et des modifications ont été introduites plus récemment par Castillo et al. [2015]. Les modifications sont les suivantes : 1) introduction d'un module de remontée capillaire ; 2) introduction de la canopée et des réservoirs d'eau de surface ; 3) calcul de la recharge des eaux souterraines et 4) introduction d'un modèle de réservoir linéaire pour le calcul du débit des eaux souterraines.

La structure hydrologique d'une grille de calcul typique dans MOBIDIC est schématisée à la Figure 3-2. La structure est conçue comme un système de quatre réservoirs interconnectés, c.-à-d. canopée, eau de surface, capillaire et gravitaire représentés par W_p , W_s , W_c , et W_g en prenant compte des divers flux tels que l'évapotranspiration, l'infiltration et le ruissellement entrant et sortant des réservoirs.

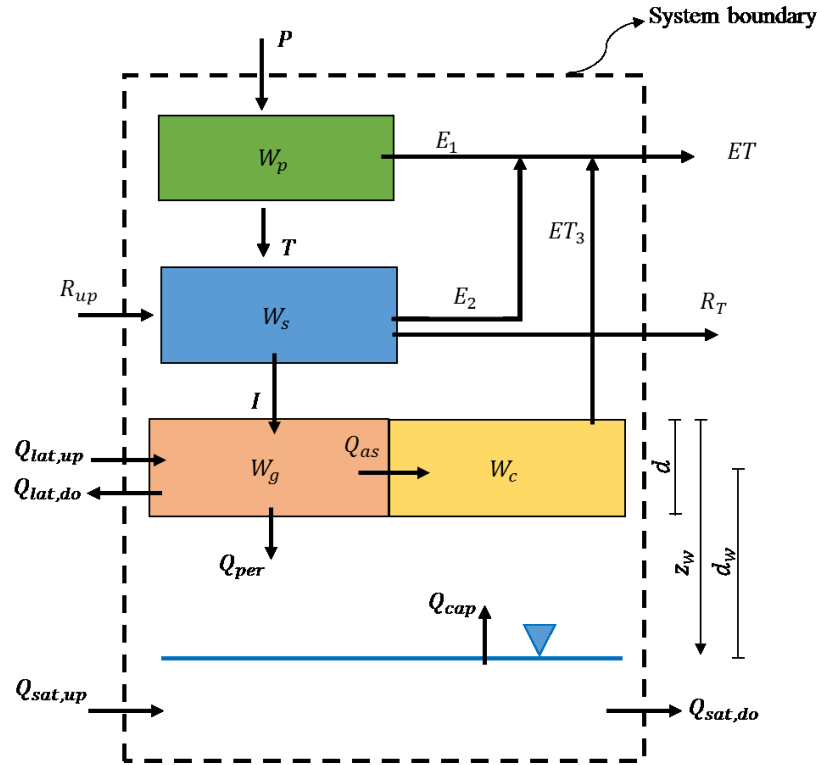


Figure 3-2. Une représentation schématique des processus hydrologiques et des stockages dans MOBIDIC. P : Précipitation, W_p : le réservoir de canopée, E_1 : l'évaporation directe du réservoir de la canopée, T : le pluviollessivat, W_s : le réservoir d'eau de surface, E_2 : l'évaporation du réservoir d'eau de surface, I : infiltration, R_{up} : le ruissellement provenant des cellules voisines, R_T : le ruissellement total vers le réseau en aval W_g : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de gravité, W_c : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir

de capillaire, d : l'épaisseur de la couche de sol, Q_{as} l'humidité transférée entre les réservoirs, ET_3 : l'évapotranspiration du réservoir capillaire, Q_{per} : la recharge des eaux souterraines, Z_w : la profondeur de la nappe phréatique mesurée positivement vers le bas, Q_{lat} : redistribution latérale de l'humidité du sol dans le réservoir gravitaire, Q_{cap} : flux de capillaire, d_w : la distance moyenne de la couche non-saturée à la nappe phréatique.

À chaque pas de temps de calcul, le réservoir de canopée, W_p , sépare les précipitations tombées entre le pluvioléssivat et la partie stockée par les feuilles de végétation/ plantes sous la forme :

$$\Delta W_p = P - T - E_1 \quad (3-1)$$

$$E_1 = \min\{W_p, PET\} \quad (3-2)$$

Où $W_p[L]$ est la teneur en eau dans le réservoir de la canopée par unité de surface, ΔW_p est la variation de la teneur en eau du réservoir de la canopée au cours d'un pas de temps, $P[L]$ est la précipitation, $E_1[L]$ est l'évaporation directe du réservoir de la canopée, $T[L]$ est le pluvioléssivat et $PET[L]$ est l'évapotranspiration potentielle déterminée par un bilan énergétique de surface [Castillo, 2014].

La pluvioléssivat ainsi que les eaux de surface existantes à la surface du sol et le flux venant des cellules adjacentes constituent de l'eau disponible dans le réservoir d'eau de surface, W_s pour l'évaporation et l'infiltration subséquente dans le sol :

$$\Delta W_s = W_s + R_{up} + T - E_2 - I - R_T \quad (3-3)$$

$$E_2 = \min\{W_s, PET - E_1\} \quad (3-4)$$

Où $W_s[L]$ est la teneur en eau dans le réservoir d'eau de surface par unité de surface, $\Delta W_s[L]$ est la variation de la teneur en eau du réservoir d'eau de surface, $R_{up}[L]$ est le ruissellement provenant des cellules voisines, $E_2[L]$ est l'évaporation du réservoir d'eau de surface, $I[L]$ est l'infiltration, $R_T[L]$ est le ruissellement total vers le réseau en aval. L'ampleur de l'infiltration est limitée par la conductivité hydraulique saturée, la capacité de stockage d'humidité dans le réservoir gravitaire et la quantité totale d'eau disponible à la surface du sol comme suit :

$$I = \min\{W_{s,n}, K_s \cdot dt, (W_{gmax} - W_g)\} \quad (3-5)$$

Où $W_{s,n}[L]$ est la quantité totale d'eau disponible à la surface du sol, $W_{gmax}[L]$ est la capacité d'humidité du réservoir de gravité, $W_g[L]$ est le stockage d'humidité disponible dans le réservoir

de gravité, et $K_s[L/T]$ est la conductivité hydraulique saturée. Ce mécanisme d'infiltration ne rend pas compte du taux d'infiltration accru des sols secs aux premiers stades de l'infiltration en raison du rôle dominant des forces capillaires et peut conduire à une sous-estimation du taux d'infiltration dans des sols à faible conductivité hydraulique dans de telles conditions [Castelli, 1996]. Dans la version la plus récente du MOBIDIC (non-utilisée ici car elle n'était pas disponible au début de cette recherche), certaines modifications du mécanisme d'infiltration ont été introduites pour une représentation plus réaliste du rôle de l'effet capillaire [Ercolani et Castelli, 2017].

Un avantage important de MOBIDIC réside dans sa simplicité de la représentation des processus d'écoulement non-saturé, ce qui le rend efficace du point de vue des calculs numériques pour les applications à l'échelle des bassins versants [Castillo et al., 2015]. Le sol non-saturé dans MOBIDIC est simplifié en une couche de sol composée de deux réservoirs interconnectés c.-à-d. le gravitaire W_g et le capillaire W_c (Figure 3-2). Une telle conceptualisation vise à prendre en compte les forces gravitaire et capillaire dans la zone non-saturée. Le réservoir gravitaire retient l'eau dans des pores plus larges (lorsque l'humidité du sol est supérieure à la capacité au champ) et interagit avec la zone saturée via la recharge des eaux souterraines. L'eau dans le réservoir gravitaire peut être transférée dans le réservoir capillaire via le flux d'absorption et également être évacuée latéralement vers la cellule en aval [Castillo et al., 2015]. Le réservoir capillaire retient l'humidité du sol dans des pores plus fins (lorsque l'humidité du sol est inférieure à la capacité du champ) et fournit de l'eau aux racines de la plante. Il peut également recevoir de l'eau par le mécanisme de remontée capillaire dans des conditions de nappe phréatique peu profonde [Castillo et al., 2015]. Les capacités du stockage d'humidité des réservoirs gravitaire et capillaire sont définies comme suit [Castillo et al., 2015]:

$$W_{gmax} = d.(\theta_{sat} - \theta_{fld}) \quad (3-6)$$

$$W_{cmax} = d.(\theta_{fld} - \theta_{res}) \quad (3-7)$$

Où $d[L]$ est l'épaisseur de la couche de sol, $\theta_{sat}[-]$, $\theta_{fld}[-]$, $\theta_{res}[-]$ sont respectivement la teneur en eau à saturation, la capacité au champ et la teneur en eau résiduelle, qui sont déterminés sur la base de la classification texturale du sol [par exemple Rawls et al., 1982]. À chaque pas

de temps, l'eau infiltrée réapprovisionne le réservoir gravitaire. Le flux d'absorption extrait l'eau du réservoir gravitaire vers le capillaire et est calculé comme suit [Castillo et al., 2015] :

$$Q_{as} = \min \left\{ W_g + I, \kappa \cdot \left(1 - \frac{W_c}{W_{c,max}} \right) \right\} \quad (3-8)$$

Où $Q_{as}[L]$ est l'humidité transférée entre les réservoirs et $\kappa (0 \leq \kappa \leq 1)$ est un coefficient qui détermine la grandeur du flux transféré. κ est grand pour les sols fins en raison de leur faible gradient d'humidité dans la direction verticale. Ensuite, la recharge des eaux souterraines est calculée, laquelle est une fonction du niveau de la nappe phréatique Z_w , W_g et $W_{g,max}$ à la manière de Castillo et al. [2015]:

$$W_{g,u} = W_g + I - Q_{as} \quad (3-9)$$

$$Q_{per} = \begin{cases} \min \left\{ \gamma \cdot W_{g,u}, \frac{[W_{g,u} + (\frac{z_w}{d} - 1) \cdot W_{g,max}]}{dt} \right\} & \text{if } z_w \geq 0 \\ \min \left\{ \frac{(W_{g,max} - z_w - W_{g,u})}{2dt}, (W_{g,max} - W_{g,u})/dt \right\} & \text{if } z_w < 0 \end{cases} \quad (3-10)$$

Où $\gamma (0 \leq \gamma \leq 1)$ est un coefficient qui contrôle le taux de recharge des eaux souterraines et $z_w[L]$ est la profondeur de la nappe phréatique mesurée positivement vers le bas. La redistribution latérale de l'humidité du sol dans le réservoir gravitaire vers la cellule en aval est calculée comme suit [Castillo et al., 2015] :

$$Q_{lat} = \beta \cdot (W_{g,u} - Q_{per}) \quad (3-11)$$

Où $\beta (0 \leq \beta \leq 1)$ est un coefficient qui détermine le débit latéral, Q_{lat} , et $W_{g,u}$ est l'état d'humidité dans le réservoir gravitaire après réduction par recharge des eaux souterraines. L'évapotranspiration du réservoir capillaire est calculée sur la base de la relation non-linéaire entre la saturation du sol et le taux d'évapotranspiration, [Castillo et al., 2015] :

$$ET_3 = \min \left\{ W_c, \frac{(PET - E_2 - E_1)}{1 + e^{(\xi - 10S)}} \right\} \quad (3-12)$$

$$S = \frac{(W_c + W_g)}{(W_{c,max} + W_{g,max})} \quad (3-13)$$

Où $ET_3[L]$ est l'évapotranspiration du réservoir capillaire, $S[-]$ est le niveau de saturation du sol, et $\xi[-]$ est un paramètre entier positif (la valeur suggérée par Castillo et al. [2015] est 2 ou 3) contrôlant le comportement de ET_3 dans différents états d'humidité du sol. ξ et ET_3 sont directement corrélés, donc une valeur plus grande de ξ entraîne une augmentation de la magnitude de ET_3 . Pendant les périodes sèches (lorsqu'il n'y a pas de précipitation), le réservoir capillaire peut également être reconstitué par remontée capillaire de la nappe phréatique, quand elle est peu profonde. L'élévation capillaire telle que simulée dans MOBIDIC est basée sur le modèle de Salvucci, [1993] et est définie comme suit [Castillo et al., 2015]:

$$Q_{cap} = \frac{\left[\left(\frac{d_w}{\psi_1}\right)^{-n} - \left(\frac{\psi}{\psi_1}\right)^{-n}\right] K_s}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_1}\right)^{-n} + (n-1)\left(\frac{d_w}{\psi_1}\right)^{-n}} \quad (3-14)$$

Où $d_w[L]$ est la distance moyenne de la couche non-saturée à la nappe phréatique, $\psi_1[L]$ est la pression d'entrée d'air, $n[-]$ est le produit de l'indice de distribution de la taille des pores (m) et de l'indice déconnecté des pores [Rawls et al., 1982]. Le modèle de Brooks et Corey [1964] est utilisé pour relier la pression de l'eau du sol (ψ) au niveau de saturation de la couche (S) comme indiqué par Castillo et al. [2015]:

$$\psi = \psi_1 S^{-1/m} \quad (3-15)$$

Il convient de noter que le module de remontée capillaire n'est actif que si la nappe phréatique est dans le profil du sol, c'est-à-dire que $z_w > 0$.

Contrairement à l'équation de Richards, la représentation simplifiée de la zone non-saturée dans MOBIDIC élimine la discrétisation verticale fine du profil du sol et les petits pas de temps nécessaires, ce qui rend le schéma efficace du point de vue des calculs numériques pour les simulations à l'échelle des bassins versants [Castillo et al., 2015]. Dans MOBIDIC, il y a deux schémas de résolution pour les écoulements saturés, soit par l'approximation de Dupuit à deux dimensions [Dupuit, 1848], soit par un réservoir linéaire. Dans l'approximation de Dupuit, on suppose que l'écoulement des eaux souterraines est horizontal sur toute l'épaisseur saturée h et que les pentes de la nappe phréatique sont douces. Par conséquent, le débit total sur tout le profil vertical dans la direction x peut être exprimé par $Q_x = K_s h \frac{dh}{dx}$. La combinaison du bilan massique et de la loi de Darcy sur un élément représentatif du flux saturé donne l'équation différentielle partielle suivante [Ivanov, 2002] :

$$\frac{\partial}{\partial x} (K_{sx} h \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_{sy} h \frac{\partial h}{\partial y}) + R(x, y, t) - W(x, y, t) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3-16)$$

Où K_{sx} et $K_{sy}[L/T]$ sont la conductivité hydraulique saturée dans les directions x et y, respectivement. $h[L]$ est l'épaisseur saturée, R et $W[L/T]$ sont la recharge des eaux souterraines et le prélèvement (ex : pompage) par unité de surface, respectivement, et $S_y[-]$ est l'emménagement spécifique. Cette équation est non-linéaire en h et peut être linéarisée si on suppose que les fluctuations du niveau de la nappe phréatique sont beaucoup plus petites que lui-même ($h = \bar{h} + \delta h$ et $\delta h \ll \bar{h}$). L'équation linéarisée est alors exprimée sous la forme [Ivanov, 2002] :

$$\frac{\partial}{\partial x} (\bar{T}_x \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (\bar{T}_y \frac{\partial h}{\partial y}) + R(x, y, t) - P(x, y, t) = S_y \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3-17)$$

Où $T[L^2/T]$ représente la transmissivité qui est le produit de la conductivité hydraulique et de l'épaisseur saturée. L'équation linéarisée est ensuite résolue en utilisant une méthode explicite de différences finies. L'hypothèse d'écoulement horizontal est valable lorsque l'épaisseur de l'aquifère est très petite par rapport à sa longueur horizontale. Cependant, sa validité lorsque la composante verticale de l'écoulement est significative, par exemple, à proximité des masses d'eau de surface (par exemple des rivières, des lacs) ou près de puits partiellement pénétrants est discutable [Bear et Cheng 2010]. La formulation d'approximation de Dupuit utilisée dans MOBIDIC conçoit la zone saturée comme un ensemble unique de propriétés hydrauliques, qui présente des limites évidentes dans la modélisation des systèmes aquifères multicouches.

MOBIDIC permet également de conceptualiser la zone saturée par un réservoir où l'écoulement souterrain est une fonction linéaire du niveau de la nappe phréatique. Une telle conceptualisation de l'écoulement des eaux souterraines est une alternative simplifiée de l'équation de Dupuit dans les cas où les données hydrogéologiques requises pour appliquer l'approche de Dupuit ne sont pas disponibles.

3.2.2.1 Procédure de modélisation dans MOBIDIC

Les étapes principales de la modélisation hydrologique d'un bassin versant avec MOBIDIC sont 1) la collecte des données requises, 2) la préparation des entrées du modèle, 3) l'attribution des conditions initiales du modèle, 4) la simulation du modèle comprenant la période de chauffe et

5) le calage et la validation du modèle. Un modèle numérique d'élévation (Digital Elevation Model DEM) du bassin versant est importé dans un système d'information géographique pour la délimitation des cartes de direction et d'accumulation des flux. Ces cartes, ainsi que la carte du réseau hydrographique, sont utilisées lors de la phase de prétraitement pour déterminer les paramètres de routage des eaux de surface. Des cartes matricielles de la conductivité hydraulique saturée, de l'épaisseur de la couche de sol, de la porosité et des types de sol, de l'albédo de surface et du stockage de la végétation sont les autres entrées nécessaires. L'état initial des variables hydrologiques, telles que la distribution spatiale de la hauteur des eaux souterraines et le stockage de l'humidité dans les réservoirs, est ensuite défini. C'est probablement la partie la plus difficile du processus de modélisation puisque l'état spatialement distribué des variables hydrologiques est rarement disponible. Par conséquent, la simulation commence par une période de chauffe pour supprimer les erreurs associées à une initialisation incorrecte. Un calage manuel est généralement initialement effectué afin de vérifier la concordance générale entre les variables simulées et observées suivie par un calage automatique pour affiner les valeurs des paramètres du modèle [Castillo, 2014].

3.2.3 MODFLOW

Les caractéristiques susmentionnées, relatives au module d'écoulement des eaux souterraines de MOBIDIC (approche de l'hypothèse de Dupuit et des réservoirs linéaires), justifient la nécessité d'une approche physique plus robuste applicable aux systèmes complexes d'eaux souterraines. Le code MODFLOW-2000 [Harbaugh et al., 2000] a été intégré à MOBIDIC en tant que module tridimensionnel sur les eaux souterraines par différences finies pour résoudre l'équation du flux saturé à 3D (voir l'équation 3-18 ci-dessous). MODFLOW a été développé à l'origine comme un code de simulation des eaux souterraines, mais sa capacité a été considérablement améliorée pour traiter un large éventail de problèmes, notamment les interactions eaux du souterraines / eaux de surface, les flux à densité variable et les effets de subsidence du sol dus à la surexploitation des aquifères. L'un des principaux avantages de MODFLOW réside dans sa structure hautement modulaire, qui offre la possibilité d'activer les modules requis pour le problème d'intérêt [Guzha, 2008]. L'équation différentielle partielle décrivant l'écoulement des eaux souterraines dans MODFLOW est définie par la combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité [Harbaugh et al., 2000] :

$$\frac{\partial}{\partial x} (K_{sx} \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_{sy} \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (K_{sz} \frac{\partial h}{\partial z}) + W(x, y, t) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (3-18)$$

Où K_{sx} , K_{sy} et K_{sz} [L/T] représentent la conductivité hydraulique saturée dans les directions x, y et z, respectivement, h [L] est la hauteur de la nappe phréatique, W [$1/T$] représente le flux source/ puits net volumétrique par unité de volume, $W <, > 0$ signifie flux entrant/ sortant de l'aquifère, respectivement, S_s [$1/L$] représente l'emmagasinement spécifique.

L'équation 3-18 décrit l'écoulement transitoire des eaux souterraines dans un milieu hétérogène et anisotrope et peut être résolue lorsqu'elle est combinée à des conditions initiales et aux limites. Sauf dans des cas très simples, une solution analytique à l'équation 3-18 n'est pas possible et des méthodes numériques doivent être utilisées pour le système discrétisé afin d'approcher le comportement des variables continues comme les flux d'eaux souterraines et le niveau piézométrique. Dans MODFLOW, le système d'eau souterraine est discrétisé en cellules de différences finies et le niveau d'eau souterraine est calculé au centre de chaque cellule, appelée nœud [Harbaugh et al., 2000].

La forme en différences finies de l'équation 3-18 dans MODFLOW est obtenue en appliquant l'équation de continuité à chaque nœud, c'est-à-dire en faisant la somme des flux des entrées et des sorties de la cellule. Celles-ci doivent être égales au changement de la capacité de stockage de l'eau sur l'intervalle de temps Δt [Harbaugh et al., 2000]:

$$\sum Q_i = S_s \frac{\Delta h}{\Delta t} \Delta V \quad (3-19)$$

Où Q_i [L^3/T] représente le flux dans la cellule i, ΔV [L^3] est le volume d'eau de la cellule. Le terme de droite de l'équation 3-19 représente le volume d'eau ajouté/ soustrait de la cellule pendant l'intervalle de temps Δt , ce qui entraîne une modification de la hauteur de la nappe phréatique Δh . $\sum Q_i$ représente la somme de tous les flux entrants et sortants des six cellules voisines vers la cellule d'étude, plus les flux provenant de sources et de puits externes tels que les drains, la recharge de surface, les puits de pompage et l'évapotranspiration des eaux souterraines. Les cellules i, j, k et ces six cellules adjacentes sont illustrées à la Figure 3-3.

L'application de la loi de Darcy, le flux entre les cellules i, j, k et $i, j - 1, k$ est écrit comme suit [Harbaugh et al., 2000]:

$$q_{i,j-1/2,k} = KY_{i,j-1/2,k} \Delta C_i \Delta D_k \frac{(h_{i,j-1,k} - h_{i,j,k})}{\Delta r_{j-1/2}} \quad (3-20)$$

Où $q_{i,j-1/2,k} [L^3/T]$ est le flux entre les cellules i, j, k et $i, j - 1, k$, $KY_{i,j-1/2,k} [L/T]$ représente la conductivité hydraulique saturée entre les cellules le long de la direction y , $\Delta C_i \Delta D_k [L^2]$ est la surface normale à la direction du flux entre les cellules et $\Delta r_{j-1/2} [L]$ est la distance entre les nœuds.

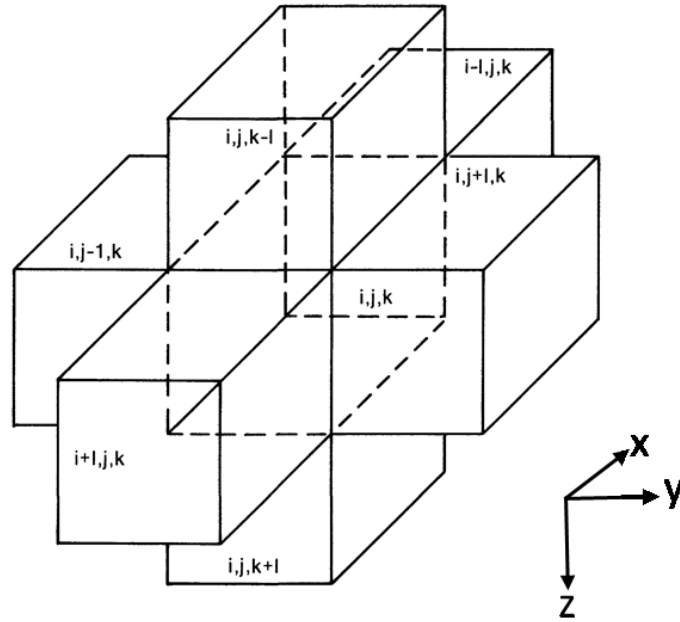


Figure 3-3. Cellule i, j, k et indices de ses six cellules adjacentes, adapté de McDonald et Harbaugh [1988].

Les équations 3-20 peuvent être réécrites en combinant les constantes (dimensions de la grille, conductivités hydrauliques et distance entre les nœuds) de la manière suivante [Harbaugh 2005] :

$$CR_{i,j-1/2,k} = \frac{KY_{i,j-1/2,k} \Delta C_i \Delta D_k}{\Delta r_{j-1/2}} \quad (3-21)$$

$CR_{i,j-1/2,k}$ est appelé conductance hydraulique entre les nœuds i, j, k et $i, j-1, k$. Les sources/puits externes liés à la cellule i, j, k peuvent être ou non fonction de la hauteur de la nappe

phréatique de la cellule i, j, k elle-même. Par exemple, la cellule i, j, k peut recevoir de l'eau provenant de la recharge des eaux souterraines (indépendamment du h (i, j, k)) ou peut être en contact avec la rivière et échanger des flux à travers le lit de la rivière (dépend de h (i, j, k)). Par conséquent, les sources/ puits externes s'appliquant à la cellule i, j, k peuvent s'écrire ainsi [Harbaugh 2005] :

$$\sum_{n=1}^N a_{i,j,k,n} = P_{i,j,k} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} \quad (3-22)$$

Où $\sum_{n=1}^N a_{i,j,k,n}$ représente la somme de tous les N sources/ puits s'appliquant à la cellule i, j, k, $P_{i,j,k} [L^2/T]$ est la somme des coefficients des sources dépendantes de la hauteur de la nappe phréatique et $Q_{i,j,k} [L^3/T]$ est la somme des décharges indépendantes de cette dernière de la cellule i, j, k. La réécriture des équations 3-20 et 3-21 pour les cellules adjacentes restantes de i, j, k et sa substitution dans l'équation 3-19 donne l'approximation en différences finies de la cellule i, j, k comme [Harbaugh et al., 2000]:

$$\begin{aligned} & CR_{i,j-1/2,k} (h_{i,j-1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CR_{i,j+1/2,k} (h_{i,j+1,k}^m - h_{i,j,k}^m) + \\ & CC_{i-1/2,j,k} (h_{i-1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CC_{i+1/2,j,k} (h_{i+1,j,k}^m - h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k-1/2} (h_{i,j,k-1}^m - \\ & h_{i,j,k}^m) + CV_{i,j,k+1/2} (h_{i,j,k+1}^m - h_{i,j,k}^m) + P_{i,j,k} h_{i,j,k} + Q_{i,j,k} = \\ & S_{s_{i,j,k}} \Delta C_r \Delta C_j \Delta D_k \frac{(h_{i,j,k}^m - h_{i,j,k}^{m-1})}{t^m - t^{m-1}} \end{aligned} \quad (3-23)$$

Où m est le numéro de pas de temps. Connaissant les propriétés hydrauliques des cellules, les conditions aux limites, les contraintes externes et la hauteur de la nappe phréatique au début du pas de temps ($h \wedge (m-1)$), il existe sept hauteurs de la nappe phréatique inconnues au pas de temps m , l'équation 3- 23 ne peut donc pas être résolue indépendamment (une équation et sept inconnues). Cependant, l'écriture d'une expression similaire pour toutes les cellules actives du système discrétisé aboutit à un système de k équations et k inconnues qui peut être résolu par une méthode itérative, comme illustré à la Figure 3-4.

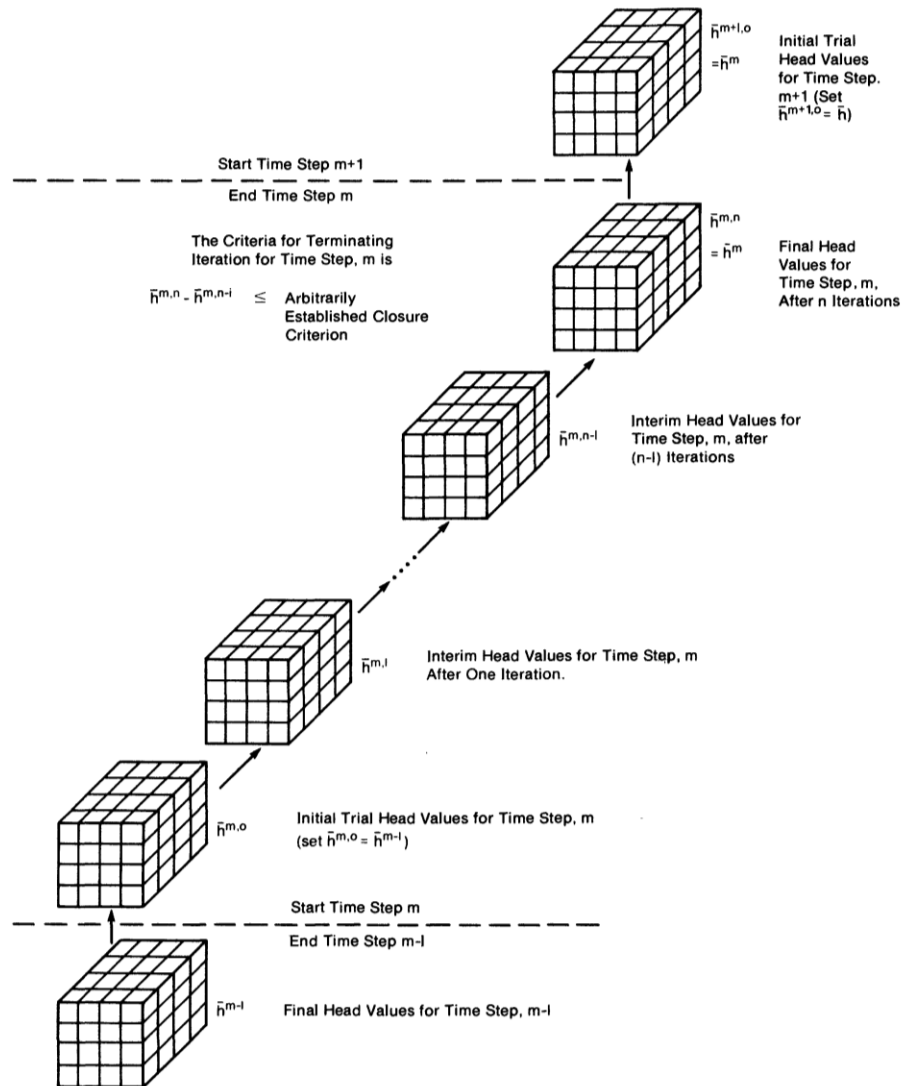


Figure 3-4. Le procédé itératif de calcul de la hauteur d'eau souterraine dans MODFLOW, adapté de McDonald et Harbaugh [1988].

La procédure itérative utilisée dans MODFLOW pour le calcul des valeurs de charge à chaque pas de temps commence par l'attribution d'une valeur initiale (ou d'essai) de la hauteur des eaux souterraines. Ensuite, le système d'équations est résolu, ce qui donne un nouvel ensemble de hauteurs plus en accord avec le système d'équations. Ces hauteurs nouvellement calculées sont ensuite utilisées comme estimation initiale et le troisième ensemble de hauteurs des eaux souterraines est calculé. Ce processus itératif pourrait éventuellement s'approcher de la solution exacte du système des équations. L'itération s'arrête une fois que les différences entre les hauteurs de la nappe phréatique calculées des itérations suivantes tombent en dessous d'un seuil appelé « critère de fermeture » spécifié par l'utilisateur. Après chaque itération, la valeur absolue

des changements des hauteurs pour toutes les cellules actives du système est déterminée. La plus grande valeur de ces changements est ensuite comparée au critère de fermeture. Si la plus grande valeur du changement des hauteurs est inférieure au critère de fermeture, l'itération s'arrête et les valeurs de hauteur calculées sont supposées être des valeurs de hauteur à la fin du pas de temps. Le nombre maximum d'itérations donné par l'utilisateur est utilisé pour déterminer le moment où le processus d'itération doit être arrêté [Harbaugh et al., 2000].

La procédure itérative décrite ci-dessus donne une approximation de la véritable solution de l'équation 3-23. La précision de l'approximation dépend de plusieurs facteurs tels que le nombre maximal d'itérations et la magnitude du critère de fermeture. Notons que le système d'équations donné par 3-23 est lui-même une approximation de l'équation différentielle partielle 3-18. Enfin, l'équation aux dérivées partielles 3-18 est également une approximation de l'état réaliste du système en raison des incertitudes associées à la description des conditions aux limites, des conductivités hydrauliques et des termes de stockage [Harbaugh, 2005]. Par conséquent, la solution de l'équation 3-18 implique une cascade d'incertitudes liées à la structure du modèle, aux paramètres et à la technique numérique utilisée.

3.2.3.1 Schémas de discrétisation verticale dans MODFLOW

Un aspect important de la modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines dans MODFLOW est la discrétisation verticale des unités géologiques, comme illustré à la Figure 3-5. Les couches géologiques peuvent être discrétisées en fonction de la résolution verticale souhaitée dans les résultats, où chaque couche géologique peut être visualisée de manière à représenter une couche de calcul. La première approche aboutit à la formation de blocs aux propriétés hydrogéologiques non uniformes (Figure 3-5 au milieu), ce qui est en contradiction avec l'hypothèse de propriétés hydrogéologiques uniformes pour chaque bloc créé par la dérivation de l'équation 3-23 [Harbaugh et al., 2000]. Cependant, lorsque les couches de calcul se conforment aux limites des couches géologiques (Figure 3-5 en bas), les grilles déformées résultantes peuvent ne pas avoir de faces rectangulaires. Par conséquent, les principaux axes des conductivités hydrauliques ne sont pas alignés sur la grille du modèle, ce qui est à nouveau en contradiction avec l'hypothèse retenue dans l'équation 3-23 [Harbaugh et al., 2000]. Habituellement, dans la modélisation des eaux souterraines, le choix du schéma de discrétisation verticale repose sur une combinaison des deux approches, car même si les couches géologiques

ont une épaisseur uniforme, il est nécessaire d'utiliser plusieurs couches verticales pour obtenir la résolution souhaitée [Harbaugh et al., 2000].

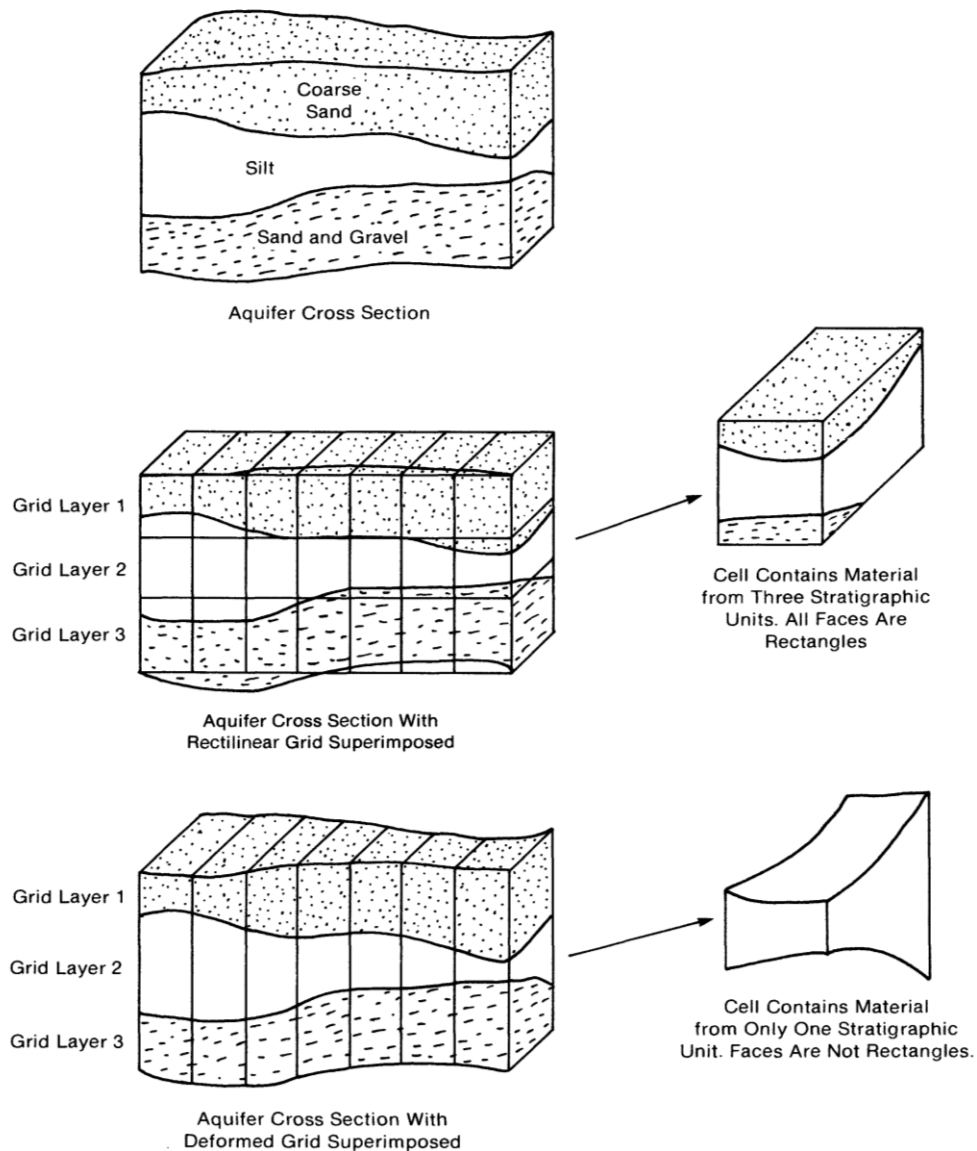


Figure 3-5. Discretisation verticale d'un milieu hétérogène dans les blocs à faces rectangulaires (centre) et basée sur l'homogénéité du matériau (bas) adapté de McDonald et Harbaugh [1988].

3.2.3.2 Procédure de modélisation dans MODFLOW

La procédure de modélisation des eaux souterraines avec MODFLOW commence par la définition des propriétés géométriques (épaisseur, étendue verticale et latérale) et hydrogéologiques (conductivité hydraulique dans les différentes directions, valeurs de porosité

et de stockage) des unités géologiques. Les conditions aux limites du système doivent également être déterminées. Cela comprend la localisation des cellules de rivière et leurs propriétés hydrogéométriques (élévation du lit de la rivière, largeur de la rivière, conductance rivière-aquifère), ainsi que l'identification des limites du système à modéliser, les valeurs de recharge des eaux souterraines et les puits de pompage. La connaissance de la distribution spatiale des hauteurs des eaux souterraines initiale est également nécessaire pour lancer le calcul. Un modèle conceptuel tridimensionnel discrétisé du système est ensuite construit et initialisé.

Une simulation avec MODFLOW peut être soit en régime permanent, soit en mode transitoire. En régime permanent, le modèle est exécuté jusqu'à ce que le système atteigne l'équilibre numérique. Ce mode est généralement exécuté avant une simulation transitoire pour calibrer les paramètres du modèle, par exemple les conductivités hydrauliques saturées et l'anisotropie verticale/ horizontale, les coefficients de stockage, la valeur de recharge, la conductance du lit de la rivière dont les hauteurs souterraines simulées correspondent à son état d'équilibre. La distribution spatiale en régime permanent des hauteurs des eaux souterraines ainsi que les paramètres calibrés seront ensuite utilisés dans le mode transitoire pour décrire l'effet de contraintes dépendant du temps, par exemple les précipitations sur les hauteurs d'eau souterraine. Il est possible que le paramètre utilisé pour la simulation transitoire doive être réajusté afin de mieux correspondre aux hauteurs d'eaux souterraines observés et simulés variant dans le temps.

3.2.4 MIKE SHE

MIKE SHE est un modèle hydrologique surface et sous-surface intégré, à base physique, distribué spatialement et développé initialement en 1977 par un consortium de trois organisations européennes : le Danish Hydraulic Institute (DHI), le British Institute of Hydrology et le SOGREAH (France). Depuis lors, le DHI a constamment amélioré MIKE SHE en tant que principale agence de recherche et développement du modèle [Frana, 2012]. MIKE SHE est capable de simuler les processus hydrologiques sur une large gamme, allant d'un profil de sol unique à des études de bassins versants à l'échelle régionale [Graham and Butts, 2005].

MIKE SHE a une structure modulaire offrant une représentation des processus hydrologiques avec différents niveaux de complexité. Par exemple, le flux non-saturé peut être modélisé en utilisant l'équation de Richards unidimensionnelle, l'écoulement par gravité ou la méthode du

bilan hydrique à deux couches. L'écoulement de surface peut être décrit soit par une approximation bidimensionnelle des ondes de diffusion de l'équation de Saint-Venant, soit par une approche conceptuelle. Les options physiques des processus hydrologiques, tant dans les zones souterraines que superficielles, sont utilisées dans cette recherche, car le modèle est utilisé comme modèle de référence pour évaluer l'adéquation de MOBIDIC-MODFLOW. Ainsi, les écoulements non-saturé et saturé sont respectivement décrits par l'équation unidimensionnelle de Richards et l'équation tridimensionnelle de l'écoulement saturé. Les écoulements superficiels et fluvial sont représentés respectivement par les approximations d'onde diffusive bidimensionnelle et d'onde cinématique unidimensionnelle des équations de Saint-Venant.

Bien que la représentation des processus d'écoulement en surface et sous-surface dans MIKE SHE soit basée sur des lois physiques, les processus de fonte de neige et d'évapotranspiration ont une représentation conceptuelle. La fonte de neige est basée sur la méthode des degrés-jours et l'évapotranspiration suit l'approche de Kristensen et Jensen, [1975]. Une brève description des processus hydrologiques dans MIKE SHE est donnée ci-dessous.

Les précipitations sont en partie interceptées par le couvert végétal et une partie de l'eau interceptée s'évapore. Dans MIKE SHE, la capacité maximale de stockage d'interception de la végétation est calculée comme suit [Frana, 2012]:

$$I_{max} = C_{int} \times LAI \quad (3-24)$$

Où $C_{int}[L]$ est le coefficient d'interception et $LAI[-]$ est l'indice de surface foliaire. L'évaporation de l'eau interceptée est limitée par le taux d'évapotranspiration potentielle ou par la quantité d'eau interceptée disponible comme suit :

$$E_{can} = \min\{\text{quantité d'eau interceptée disponible}, PET\} \quad (3-25)$$

Où $E_{can}[L]$ est l'évaporation du couvert végétal et $PET[L]$ est l'évapotranspiration potentielle. Les précipitations nettes à la surface du sol, c'est-à-dire les précipitations moins l'interception plus l'eau disponible du pas de temps précédent, constituent le stockage total disponible d'eau de surface. Contrairement à MOBIDIC, l'évaporation de l'eau de surface dépend de l'état de saturation de la couche de sol de surface. Si la couche de sol est complètement saturée, c'est-à-dire que la nappe phréatique est à la surface du sol, l'évaporation est soustraite du stockage d'eau de surface jusqu'à ce que le PET soit satisfait. Cependant, si la couche de sol n'est pas saturée,

l'eau de surface disponible s'infiltre et l'évapotranspiration non satisfaite est soustraite de la zone non-saturée par le processus d'évaporation et de transpiration. L'évaporation se produit uniquement à partir de la couche de calcul la plus haute, cependant, la transpiration se produit à partir de la profondeur de la racine. La magnitude de la transpiration dépend de la densité de la végétation et des racines ainsi que de l'état d'humidité dans la zone racinaire et est calculée comme suit [DHI, 2014]:

$$E_T = f_1(LAI) \cdot f_2(\theta) \cdot RDF \cdot PET \quad (3-26)$$

$$f_1(LAI) = C_2 + C_1 \cdot LAI \quad (3-27)$$

$$f_2(\theta) = 1 - \left(\frac{\theta_{FC} - \theta}{\theta_{FC} - \theta_W} \right)^{\frac{C_3}{PET}} \quad (3-28)$$

$$RDF_i = \frac{\int_{Z_1}^{Z_2} R(Z)}{\int_0^{L_R} R(Z)} \quad \text{où} \quad \log R(Z) = \log(R_0) - AROOT \cdot Z \quad (3-29)$$

Où $E_T [L/T]$ est le taux de transpiration et $RDF_i [-]$ est la fonction de distribution des racines dans la couche de sol i limitée par les élévations Z_1 et Z_2 et R_0 est l'extraction des racines à la surface du sol. $L_R [L]$ est la profondeur maximale d'enracinement. $AROOT [1/T]$ est le paramètre de distribution de masse de racine et $Z [L]$ est l'élévation de la surface du sol vers le bas. $C_1 [-]$, $C_2 [-]$ et $C_3 [L/T]$ sont des coefficients empiriques. $\theta_{FC} [-]$ et $\theta_W [-]$ sont respectivement la teneur en eau volumétrique à la capacité du champ et au point de flétrissement. La fonction $f_2(\theta)$ montre qu'une augmentation de la valeur de C_3 entraînerait une augmentation de la quantité totale de transpiration (le sol s'assèche plus rapidement) si les autres paramètres sont maintenus constants. Le paramètre $AROOT$ contrôle la répartition de l'extraction d'eau dans la zone racinaire et son augmentation entraîne une augmentation de l'extraction d'eau dans la partie supérieure de la couche de sol et, à mesure qu' $AROOT$ approche de zéro, une extraction uniforme de l'eau de tous les nœuds de la zone racinaire est attendue. Les coefficients C_1 et C_2 contrôlent le ratio d'évaporation / transpiration du sol. Une valeur plus élevée de C_2 entraîne une plus grande extraction d'eau en raison de l'évaporation et d'une transpiration moindre du profil du sol. Le module d'évapotranspiration de MIKE SHE est l'un des modules les plus exigeants du modèle, ce qui rend le processus de calage inévitable. En outre, la plupart de ces

paramètres, par exemple AROOT, L_R ou LAI, sont fonction du temps, ce qui complique leur détermination à l'échelle de la grille.

Pour représenter l'écoulement non-saturé à l'aide de l'équation de Richards (option choisie dans cette recherche), l'eau disponible est appliquée comme condition de limite supérieure pour l'équation. En fonction du déficit d'humidité dans le nœud UZ supérieur, la condition à la limite supérieure est déterminée de la manière suivante :

- Si l'eau disponible dépasse le déficit d'humidité dans le nœud UZ supérieur, la condition à la limite de la hauteur d'eau est utilisée.
- Si l'eau disponible ne dépasse pas le déficit en humidité dans le nœud supérieur UZ, la condition à la limite du flux est utilisée.

Les conditions aux limites de la hauteur d'eau et du flux sont changées si la solution, au cours d'un pas de temps de calcul, ne confirme pas leur validité. Par exemple, lorsqu'une condition à la limite de la hauteur d'eau est utilisée et que l'infiltration résultante est supérieure à l'eau disponible, la solution de l'équation de Richards est répétée en utilisant une condition à la limite du flux. De même, lorsqu'une condition à la limite du flux est utilisée et que la teneur en eau du nœud le plus élevé atteint la saturation, la solution de l'équation du flux non-saturé est répétée à l'aide de la condition à la limite de la hauteur d'eau [DHI, 2014].

La condition à la limite inférieure pour la solution de l'équation de Richards est déterminée par l'élévation de la nappe phréatique si les zones non-saturée et saturée sont couplées. Toutefois, si la nappe phréatique est située sous la couche non-saturée, la condition à la limite inférieure est convertie en condition à la limite à flux nul (comme s'il n'y avait pas de nappe phréatique). Par conséquent, pour une modélisation réaliste des interactions non-saturées et saturées, il est recommandé de définir l'épaisseur de la couche non-saturée comme inférieure au niveau de la nappe phréatique le plus bas du modèle.

La solution numérique de l'équation de Richards nécessite la relation entre la conductivité hydraulique non-saturée et la teneur en eau avec la succion, c'est-à-dire $K(h)$ et $\theta(h)$ des couches du sol. Dans MIKE SHE, ceci peut être défini à l'aide des fonctions de pédotransfert telles que celles trouvées dans van Genuchten [1980] et [Campbell, 1974], ou à l'aide des mesures d'échantillons du sol.

Un aspect important de la résolution numérique de l'équation de Richards est la spécification du profil initial de la teneur en eau. Le profil non-saturé dans MIKE SHE est généralement initialisé en supposant que les conditions d'équilibre hydrostatique, soit la hauteur de pression, diminuent linéairement de zéro à la nappe phréatique à la hauteur de pression à la capacité du champ, puis restent constantes pour tous les nœuds situés au-dessus de la surface du sol. Par conséquent, on suppose que le débit est nul pour les nœuds dont la teneur en eau est inférieure à la capacité au champ. Cette hypothèse est faite pour empêcher l'initialisation d'un profil sec où il n'y a pas d'eau pour la recharge ou l'évapotranspiration jusqu'à ce qu'une pluie significative se produise [DHI, 2014].

La solution numérique de l'équation de Richards dans MIKE SHE est basée sur la méthode des différences finies implicites utilisant une approche adaptative par pas de temps pour maintenir l'efficacité du processus de calcul. À l'aide des intervalles de temps minimum et maximum spécifiés par l'utilisateur, la solution commence par le pas de temps le plus long et se répète avec un pas de temps plus court si le solveur ne répond pas aux critères de convergence. Une fois le processus de solution terminé, le flux d'eau sortant du bas de la zone non-saturée est considéré comme une recharge des eaux souterraines et est appliqué à la zone saturée. Il existe deux options pour la modélisation du flux saturé dans MIKE SHE : le premier est une approximation tridimensionnelle en différences finies de l'écoulement saturé (voir l'équation 3-18) et le second est l'approche linéaire du réservoir. La première approche est utilisée dans cette recherche car elle est basée sur une description physique de l'écoulement dans la zone saturée. Deux solveurs sont disponibles pour la solution du système d'équations aux différences finies : 'Successive Over Relaxation' (SOR) et 'Pre-conditioned Conjugate Gradient' (PCG). Les deux approches diffèrent par leurs formulations du schéma itératif de résolution du système d'équations linéarisé et des critères de convergence. Le solveur SOR utilise la différence de la hauteur de la nappe phréatique, alors que dans PCG, la différence entre les entrées et les sorties pour chaque cellule est prise en compte. Le solveur de PCG est identique à celui utilisé dans MODFLOW [Harbaugh et al., 2000] et est sélectionné dans cette recherche pour supprimer l'effet des différences de méthode de calcul d'écoulement saturé sur les résultats simulés des deux modèles.

3.3 MOBIDIC-MODFLOW : un modèle intégré des eaux de surface et des eaux souterraines

La procédure de couplage de MOBIDIC et de MODFLOW est basée sur la liaison des flux d'échange, c'est-à-dire la recharge des eaux souterraines et le débit de base entre MOBIDIC et MODFLOW, comme illustré à la Figure 2-4. La recharge des eaux souterraines dans MOBIDIC (équation 3-10) est calculée en fonction de l'état d'humidité du réservoir gravitaire et du niveau de la nappe phréatique de la grille de calcul. MODFLOW calcule le débit du flux de base en se basant sur la hauteur des différences entre le cours d'eau et l'aquifère multipliées par la conductance du lit.

Une simulation avec MOBIDIC-MODFLOW comprend deux étapes : le prétraitement et le traitement, comme illustré à la Figure 3-6. Lors de la phase de prétraitement, le domaine du bassin versant est discrétisé en prismes rectangulaires et les états initiaux des variables hydrologiques et souterraines de chaque bloc sont définis. Dans MOBIDIC, ceci inclut la dérivation des cartes raster des types de sol, l'extension verticale de la zone racinaire (d), la capacité de stockage maximale des réservoirs gravitaire (W_{gmax}) et capillaire (W_{cmax}), du couvert végétal (W_{pmax}) ainsi que leurs stockages d'humidité initiaux (W_g , W_c , et W_p). L'étape de prétraitement dans MOBIDIC inclut également la dérivation du réseau fluvial, la direction du flux et l'eau accumulée (W_s) des grilles de calcul. De plus, le niveau initial de l'eau souterraine, la conductivité hydraulique saturée et la capacité de stockage des couches géologiques sont définis lors de l'étape de prétraitement du MODFLOW.

MODFLOW requiert la configuration des conditions aux limites du modèle, c'est-à-dire que les cellules avec une hauteur d'eau souterraine ou un flux spécifié ou des flux dépendant de la hauteur doivent être connus. La structure modulaire de MODFLOW offre la possibilité d'activer les conditions aux limites requises pour le problème concerné, telle que l'utilisation de conditions aux limites d'une rivière ou d'un lac si ces caractéristiques existent dans la zone modélisée.

Le processus de modélisation à l'aide de MOBIDIC-MODFLOW est effectué à l'aide d'un pas de temps d'un jour. Bien que les simulations avec MODFLOW soient généralement effectuées sur la base de pas de temps mensuel, un pas de temps quotidien est utilisé pour évaluer comment

MOBIDIC-MODFLOW peut reproduire les fluctuations quotidiennes des nappes phréatiques peu profondes, en considérant le comportement simulé de MIKE SHE comme le comportement attendu. De plus, le pas de temps quotidien est suffisamment petit pour que MODFLOW évite les instabilités numériques [Guzha, 2008].

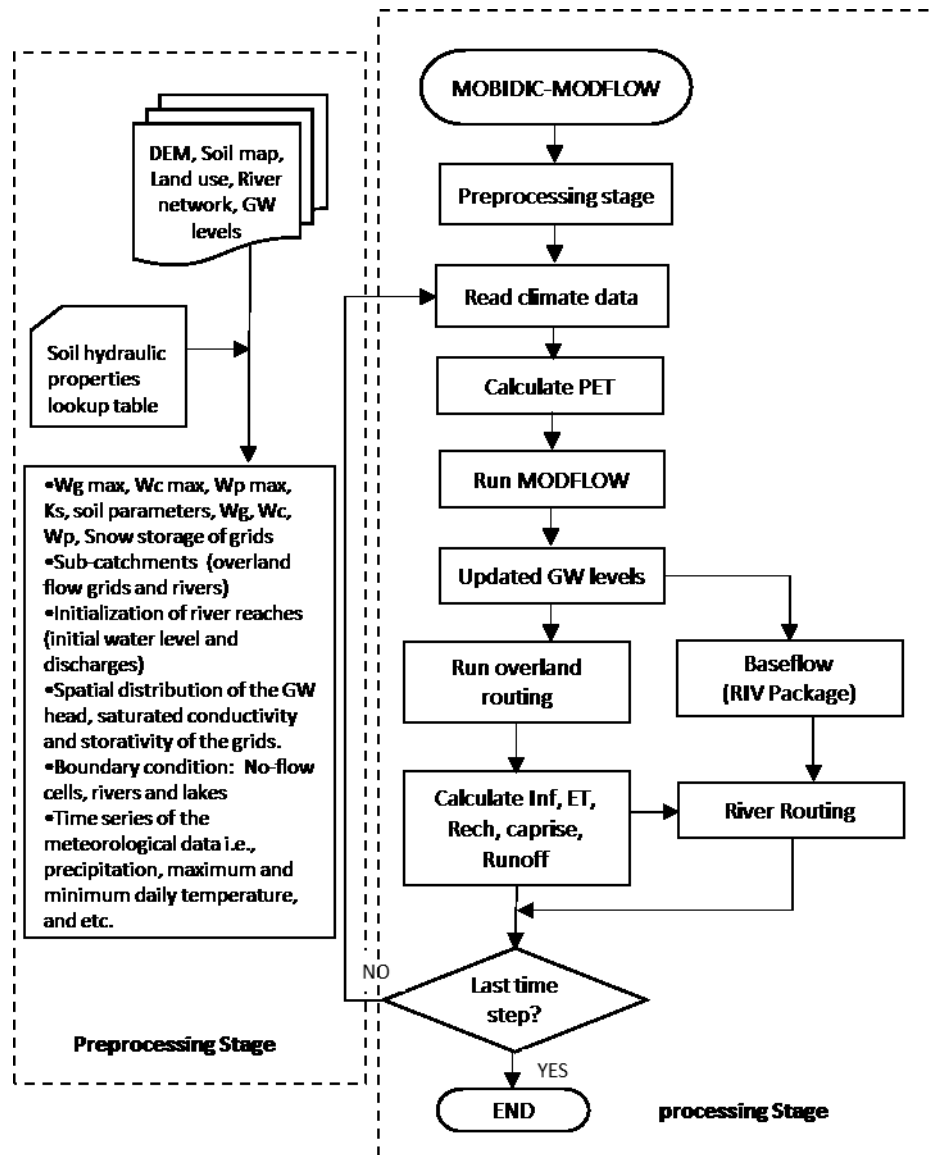


Figure 3-6. Organigramme de modélisation en MOBIDIC-MODFLOW.

Une fois la configuration de modélisation de MOBIDIC et de MODFLOW terminée, l'étape suivante consiste à définir la série chronologique des données hydrométéorologiques, c'est-à-dire les précipitations, les températures maximales et minimales, l'humidité relative, la vitesse

du vent et le rayonnement solaire entrant, qui sont utilisées pour la détermination du PET à chaque pas de temps.

À chaque pas de temps de simulation, le code exécute MODFLOW et les hauteurs d'eau souterraine et les débits de base sont calculés en utilisant la recharge des eaux souterraines déterminées et le niveau d'eau dans la rivière du pas de temps précédent. Ensuite, l'eau accumulée sur la surface de la grille est acheminée sur la base de la carte de direction d'écoulement de la descente la plus raide ('steepest descent D8) du bassin versant. Le calcul des processus hydrologiques comme l'infiltration, l'évapotranspiration, le flux d'absorption (transfert d'humidité du réservoir gravitaire au réservoir capillaire), la recharge des eaux souterraines et la remontée capillaire dans MOBIDIC est ensuite effectué. On note que la recharge des eaux souterraines dans MOBIDIC est calculée sur la base des niveaux de charge des eaux souterraines dérivés de la simulation de MODFLOW à partir du pas de temps précédent. Le débit de base calculé est ensuite transféré au module de routage fluvial et la simulation avance au pas de temps suivant.

3.4 Schémas de couplage des zones non-saturée et saturée de MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE

MIKE SHE et MOBIDIC-MODFLOW prennent en compte les interactions des zones saturée et non-saturée de manières différentes. Rappelons que la zone non-saturée de MIKE SHE s'étend de la surface du sol à la nappe phréatique et est décrite à l'aide d'une équation de Richards unidimensionnelle. Toutefois, dans MOBIDIC-MODFLOW, l'extension verticale de la zone racinaire est constante et définie *a priori* (voir les équations 3- 6 et 3-7). Par conséquent, l'interaction des zones saturée et non-saturée dans MOBIDIC-MODFLOW désigne l'interaction entre la zone racinaire et la zone saturée.

Comme indiqué à la section 2-2, dans MIKE SHE, le niveau de la nappe phréatique de chaque colonne du sol est corrigé de manière itérative dans le pas de temps non-saturé si l'erreur cumulée dépasse le niveau maximal acceptable prescrit. L'algorithme pas à pas décrivant la procédure de couplage des zones saturée et non-saturée dans MIKE SHE est présenté à la Figure 3-7. À chaque pas de temps de la zone non-saturée, l'équation de Richards est résolue à l'aide de la courbe de rétention d'eau, la conductivité hydraulique non-saturée et des conditions aux

limites connues. La solution de l'équation de Richards détermine le profil d'humidité du sol dans la zone non-saturée. À ce stade, l'erreur cumulée due à une nappe phréatique fixe dans le pas de temps de la zone non-saturée est calculée (équation 2-5). L'amplitude de l'erreur cumulée détermine si une procédure de correction de la nappe phréatique est nécessaire ou non. Si elle tombe en dessous du seuil prescrit, l'erreur du bilan massique du profil de sol est considérée comme acceptable, la recharge des eaux souterraines est calculée et la procédure passe au pas de temps non-saturé suivant. Si l'erreur cumulée du profil du sol dépasse le seuil acceptable, la position de la nappe phréatique est alors réajustée. Selon le signe de l'erreur cumulée, la nappe phréatique correspondante monte ou descend. Une erreur cumulative négative (positive) signifie qu'il existe un déficit (excès) d'humidité dans le profil du sol et que la nappe phréatique est surélevée (abaissée). En utilisant le niveau de la nappe phréatique ajusté, le calcul de la zone non-saturée est répété et l'erreur cumulée est recalculée, mais uniquement pour les trois nœuds situés au-dessus de la nappe phréatique afin d'éviter une solution numérique fastidieuse. La procédure se poursuit jusqu'à ce que l'erreur cumulée tombe en dessous du seuil prescrit. L'ajustement de la nappe phréatique sera converti en un terme de flux, multiplié par l'emménagement spécifique de la zone de stockage, et sera ajouté en tant que terme de flux source/ puits au prochain pas de temps de la zone saturée. On note que le pas de temps de la zone non-saturée basé sur l'équation de Richards est beaucoup plus petit que le pas de temps de la zone saturée. Par conséquent, chaque pas de temps de la zone saturée comprend plusieurs pas de temps de la zone non-saturée dans le processus de résolution de MIKE SHE.

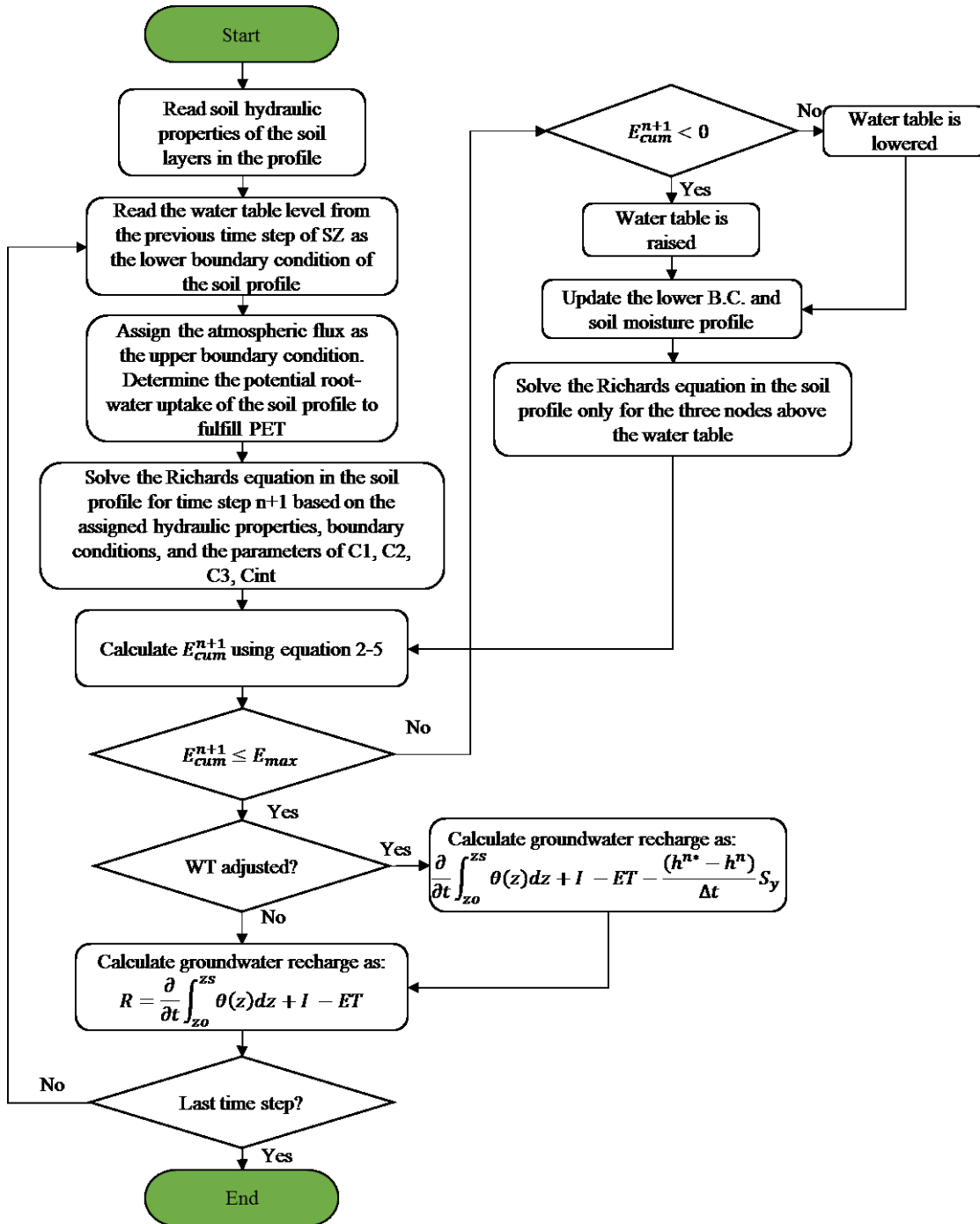


Figure 3-7. Organigramme décrivant la procédure de couplage non-saturé et saturé pour une colonne de sol typique et dans un pas de temps de zone non-saturé dans MIKE SHE.

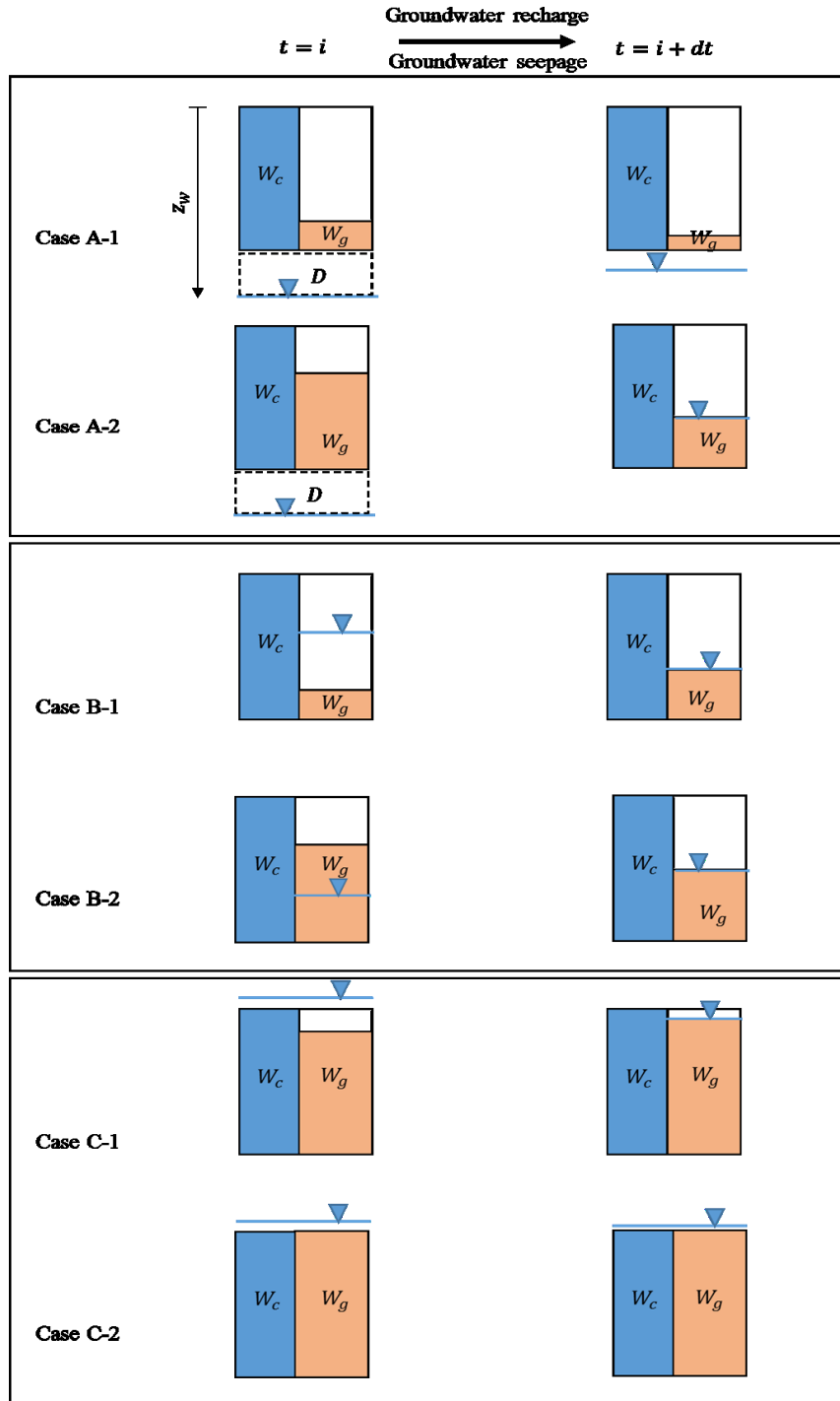
Dans MOBIDIC-MODFLOW, en fonction de la hauteur relative de la nappe phréatique par rapport à la couche du sol modélisée, trois conditions générales d'interaction entre la zone racinaire et la zone saturée peuvent être définies, comme illustré à la Figure 3-8. La condition A représente des cas où la nappe phréatique est en dessous de la couche du sol modélisée. Dans

la condition B, la nappe phréatique est située dans le profil du sol et la condition C décrit des cas où le profil du sol a un niveau de la nappe au-dessus de la surface du sol. En fonction de l'état d'humidité du réservoir gravitaire, W_g , du niveau de la nappe phréatique dans la colonne du sol et du coefficient de recharge des nappes phréatiques, γ , les conditions générales sont séparées en 6 cas au total : A-1, A-2, B-1, B-2, C-1 et C-2.

Dans le cas A-1, la recharge potentielle de l'eau souterraine est inférieure à l'humidité nécessaire pour saturer les espaces interstitiels entre le fond de la zone racinaire et le niveau de la nappe phréatique indiqué en D dans la Figure 3-9. En d'autres termes, $\gamma \cdot W_g < (z_w - d) \cdot W_{g_{max}}$. Dans ce cas, la recharge de la nappe phréatique est $\gamma \cdot W_g$ et est appliquée comme condition à la limite supérieure pour la solution de MODFLOW. Si, en revanche, $\gamma \cdot W_g \geq (z_w - d) \cdot W_{g_{max}}$, la recharge de la nappe phréatique se poursuit jusqu'à ce que W_g et z_w soient en équilibre hydrostatique, voir scénario A-2. La recharge des eaux souterraines pour ce cas est calculée comme suit : $\{W_g + \frac{(z_w - d)}{d} W_{g_{max}}\} / 2$, qui est la moyenne de l'eau disponible dans le réservoir gravitaire et D.

Le cas B-1 représente le cas où le niveau de la nappe phréatique est supérieur au niveau d'humidité du réservoir gravitaire. Cependant, s'il y a plus d'eau dans le réservoir gravitaire que dans la nappe phréatique, une recharge positive de la nappe souterraine se produit jusqu'à l'obtention de la condition d'équilibre hydrostatique, comme indiqué dans le cas B-2. La recharge pour la condition B est similaire à la condition A avec la différence qu'elle peut être négative dans le cas B-1.

Un processus similaire s'applique à la condition C, à la différence qu'une recharge en eau souterraine négative comble le déficit d'humidité du réservoir gravitaire et que l'eau accumulée à la surface du sol génère un ruissellement, comme dans le cas C-2.



3.5 Figure 3-8. Illustration des trois scénarios possibles d'interaction entre la zone racine et la nappe phréatique dans MOBIDIC-MODFLOW. Modifié après Castillo [2014]. W_g : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de gravité, W_c : le stockage d'humidité disponible dans le réservoir de capillaire, D : l'humidité nécessaire pour saturer les espaces interstitiels entre le fond de la zone racinaire et le niveau de la nappe phréatique. Z_w : la profondeur de la nappe phréatique mesurée positivement vers le bas. Résumé des résultats

Cette section présente une brève description des principales conclusions de cette recherche, divisée en trois sous-sections, chacune correspondant à un article de recherche rédigé dans le cadre de cette thèse.

3.5.1 Application de MOBIDIC-MODFLOW couplé dans le bassin versant de Thomas Brook (chapitre 4)

Dans la première partie de la recherche, l'applicabilité de procédure de couplage entre MOBIDIC et MODFLOW pour capturer des interactions dynamiques SW-GW du bassin versant de Thomas Brook a été évaluée.

La description détaillée des résultats de la simulation et l'analyse des différences par rapport à MIKE SHE et les valeurs observées sont présentées au chapitre 4. Dans cette section, seul un bref résumé des principaux résultats sera présenté.

Le bassin de Thomas Brook (8 km²) est situé dans le bassin versant de Cornwallis et fait partie des neuf bassins hydrographiques au Canada sélectionnés pour le projet Évaluation des pratiques de gestion bénéfiques des bassins hydrographiques dirigé par Agriculture et Agroalimentaire Canada (AAC). Les précipitations annuelles moyennes sur 30 ans à la station météorologique de Kentville, à environ 20 km en aval du bassin versant de Thomas Brook, sont de 1211 mm/ an, ainsi que des températures moyennes quotidiennes minimum et maximum de 12,2 et 6,8 °C [Ahmad et al., 2011]. Le sol fertile et les conditions climatiques favorables de la vallée d'Annapolis ont entraîné d'importants développements agricoles, la région étant identifiée

comme l'une des principales régions productrices de fruits au Canada [Rivard et al. 2008]. Thomas Brook présente une topographie complexe, un tiers de la zone située dans sa partie amont étant très escarpée et l'altitude variant d'environ 10 cm par mètre. Les deux tiers restants dans les parties centrale et méridionale du bassin versant sont relativement plats [Rivard et al. 2008] (voir la Figure 3-9). La carte des sols dans le bassin versant de Thomas Brook montre également de grandes variations dans les formations géologiques superficielles et rocheuses (voir figures 4-2 et 4-3). Le sol de surface est principalement recouvert de till dans les parties centrale et nord du bassin versant et de dépôts glaciolacustres dans la partie sud. Trois formations aquifères se trouvent dans le bassin versant de Thomas Brook : la formation North Mountain dans la partie nord, les formations Blomidon et Wolfville dans les parties centrale et sud du bassin, respectivement.

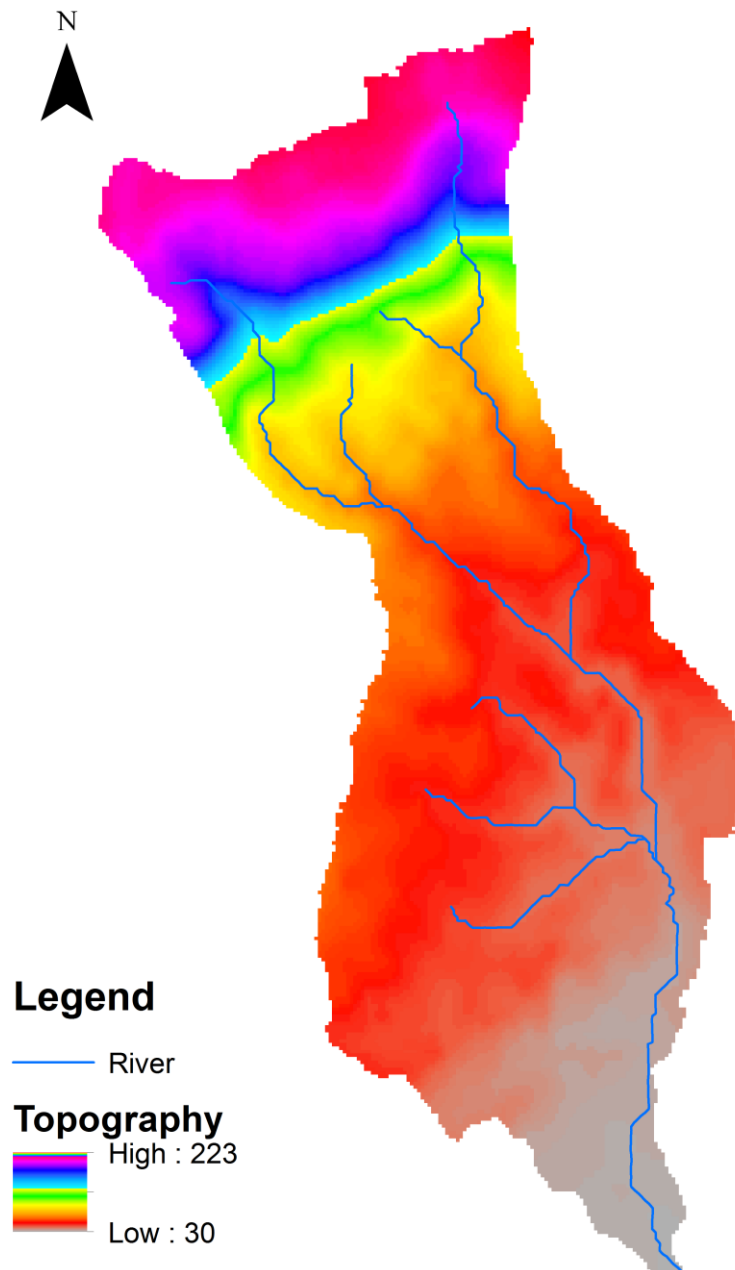


Figure 3-9. Carte topographique du bassin versant de Thomas Brook.

Les simulations ont été effectuées seulement pour l'année 2005, pour laquelle les niveaux d'eau souterraine dans deux puits de contrôle ainsi que les débits à la sortie du bassin versant ont été obtenus. Afin d'isoler les effets de la conceptualisation différente des flux de la zone non-saturée et de la zone saturée sur les résultats de la simulation, les paramètres communs aux deux modèles comme la conductivité saturée et coefficient de stockage des couches géologiques, ont

été maintenue identiques, ce qui signifie que les deux modèles ont des valeurs de paramètre identiques pour la modélisation des zones saturées.

Comme il a été expliqué dans les sections précédentes, un aspect important de l'utilisation des modèles intégrés eaux de surface - eaux souterraines est la prescription des conditions initiales. Ces dernières correspondent à la carte de la nappe phréatique et de l'état d'humidité du sol dans la zone non-saturée au début de la simulation qui sont généralement dérivés d'une simulation de drainage libre du bassin versant, jusqu'à ce que le débit simulé corresponde au débit de base mesuré avant l'événement. Le débit de base pré-événement dans le bassin versant de Thomas Brook a été considérée comme étant le débit mesuré le 30 juillet 2004. L'état initial prescrit du bassin versant a ensuite été soumis à une simulation transitoire jusqu'à la fin de l'année 2005. Il est important de noter qu'aucun processus de calage n'a été effectué avec MIKE SHE et les résultats simulés sont basés sur la configuration des paramètres donnée dans les bases de données régionales [Rivard et al., 2012] et à l'échelle du terrain [Gauthier et al., 2009]. Toutefois, les coefficients des réservoirs capillaires et gravitaires dans MOBIDIC ont été ajustés de manière à exclure l'effet de la conceptualisation différente du processus d'infiltration et d'évapotranspiration des deux modèles. Par conséquent, les différences entre les réponses simulées de la nappe phréatique des deux modèles étaient principalement dues à une conceptualisation différente de la recharge des eaux souterraines et à l'interaction non-saturée et saturée des deux modèles.

La comparaison des résultats de la simulation a montré que MOBIDIC-MODFLOW peut reproduire fidèlement les fluctuations simulées de la nappe phréatique de MIKE SHE dans deux puits de contrôle. Cependant, l'effet d'une valeur constante d'emmagasinement spécifique dans MOBIDIC-MODFLOW a entraîné une sous-estimation de la fluctuation de la nappe phréatique peu profonde. En outre, une tendance similaire des variations mensuelles de la recharge d'eau souterraine simulée des deux modèles a été constatée, sauf pour les mois de juin, juillet et août, où la recharge en eau souterraine simulée par MOBIDIC-MODFLOW est plus petite que celle de MIKE SHE. Cela est dû au fait que pendant cette période, les réservoirs gravitaires de la plupart des grilles centrales et en amont (au nord) sont vides. Cela démontre encore l'effet de conceptualisation différente des zones non-saturées des deux modèles. Comme expliqué à la section 3-4, si le réservoir gravitaire est vide et que la nappe phréatique se situe en dessous de

la zone racinaire, la recharge des eaux souterraines calculée dans MOBIDIC-MODFLOW est égale à zéro. Par contre, dans MIKE SHE, la zone non-saturée s'étend de la surface du sol à la nappe phréatique. Même si la nappe phréatique est très en dessous de la surface du sol, la redistribution du profil d'humidité entre la nappe phréatique et la zone racinaire peut produire des recharges en eau souterraine. Enfin, la comparaison de la durée d'utilisation des deux modèles a montré que la simulation avec MOBIDIC-MODFLOW est 10 fois plus rapide que celle de MIKE SHE en utilisant de PC Core i7 avec 8 Go de RAM, ce qui démontre son potentiel d'applicabilité à la modélisation des eaux de surface et des eaux souterraines à grande échelle.

3.5.2 Analyse du comportement d'emmagasinement spécifique dans différentes configurations de sol et de pente du substratum rocheux et de forme du plan de la pente dans des scénarios de drainage (chapitre 5)

Dans ce chapitre, l'emmagasinement spécifique considéré comme un paramètre statique dans MOBIDIC-MODFLOW a été remplacé par un emmagasinement dynamique basé sur les propriétés hydrauliques du sol et la profondeur de la nappe phréatique, afin d'évaluer comment l'expression de l'emmagasinement spécifique dépendant de la nappe phréatique peut améliorer la prédiction de la nappe phréatique par MOBIDIC-MODFLOW comparé au comportement "attendu" simulé avec MIKE SHE. L'expression de l'emmagasinement spécifique dépendante de la nappe phréatique a été calculée en partant de l'hypothèse que le profil de pression dans la zone non-saturée change d'une situation d'état stable à une autre en fonction de la modification de la profondeur de la nappe phréatique. Cette hypothèse a également été faite par d'autres [Bierkens 1998; Hilberts et al., 2005; Nachabe, 2002] et il a été trouvé qu'elle pouvait afin de mieux saisir le comportement observé par rapport à l'emmagasinement spécifique constant pour un sol sableux.

Cependant, le sujet de cette étude est de savoir si cette expression dynamique de l'emmagasinement spécifique, améliore les prévisions de la nappe phréatique pour des sols à texture fine, par exemple un loam. De plus, les expériences numériques conçues visaient à améliorer notre compréhension de l'effet combiné du type de sol, de l'inclinaison du substratum rocheux et de la forme de la pente sur la précision de la réponse prévue de la nappe phréatique en incorporant l'emmagasinement spécifique dynamique dans MOBIDIC-MODFLOW. La comparaison des résultats de la simulation par rapport à MIKE SHE permet donc d'évaluer les

avantages et les inconvénients associés à la mise en œuvre d'un emmagasinement spécifique dynamique dans des modèles intégrés à couplage externe, tels que MOBIDIC-MODFLOW pour les applications en nappe phréatique peu profonde.

A cette fin, une série de scénarios de drainage sur trois formes de versants, c'est-à-dire convergente, divergente et droite, chacune ayant 100 m de long et d'une largeur de sortie variée a été conçue. L'inclinaison du substratum rocheux a été modifiée de 5 % à 7 %, puis à 10 %. De plus, chaque simulation a été répétée avec quatre types de sol différents, à savoir sable, sable limoneux, loam sableux et loam, afin d'étudier plus en détails l'effet du comportement de rétention d'eau du sol sur la précision du niveau de la nappe phréatique simulé pour un versant de forme similaire.

Les résultats de la simulation ont montré que, en utilisant l'emmagasinement spécifique dynamique dans un sol sableux, les prévisions de la nappe phréatique des deux modèles peuvent être étroitement corrélées. Pour ce sol, une faible capacité de rétention d'humidité dans la zone non-saturée a pour conséquence que l'hypothèse de profil de pression à l'équilibre retenue pour le calcul de l'emmagasinement spécifique dynamique est valable, sauf pour les pentes droites présentant une inclinaison de 10 % du substrat rocheux, dans lesquelles la vitesse d'égouttage est très élevée et la zone non-saturée n'a pas le temps d'atteindre l'état d'équilibre. Ceci a entraîné une surestimation du niveau de la nappe phréatique dans MOBIDIC-MODFLOW.

Pour les sols à texture fine ayant une capacité de rétention d'humidité élevée, l'hypothèse du profil d'équilibre aboutit à des niveaux plus profonds de la nappe phréatique de MOBIDIC-MODFLOW par rapport à MIKE SHE, ce qui montre qu'il faut plus qu'une journée (pas de temps de MOBIDIC-MODFLOW) pour que le système atteigne l'état d'équilibre. Par la suite, dans le cas de sols à texture fine, l'augmentation de la pente de la roche en place ou de la largeur de l'exutoire entraîne des prévisions plus précises de la nappe phréatique. Cependant, l'effet de ces facteurs s'est avéré mineur, à l'exception de la pente rectiligne (l'erreur absolue moyenne pour les sols limoneux diminue de 0,12 m dans une pente de 5 % à 0,06 m dans 10 %).

3.5.3 Méthodologie de modélisation de la dynamique des nappes phréatiques peu profondes à l'aide de MOBIDIC-MODFLOW pour des scénarios de recharge (Chapitre 6)

Au chapitre 6, l'applicabilité de MOBIDIC-MODFLOW à la modélisation de la dynamique de la nappe phréatique peu profonde, c'est-à-dire d'une profondeur inférieure à 1,5 m, a été examinée. L'une des caractéristiques importantes de régions avec une nappe phréatique peu profonde est la forte interaction entre les zones non-saturée et saturée, entraînant de fréquentes transitions d'eau entre le stockage d'humidité non-saturé et le stockage saturé en fonction de l'élévation du niveau de la nappe phréatique [Seibert, 2003].

Comme expliqué à la section 3-2-2, les capacités de stockage des réservoirs gravitaire et capillaire dans MOBIDIC (W_{gmax} et W_{cmax}) sont déterminées avant la simulation et ne sont pas affectées par la montée et la descente de la nappe phréatique. Cette conceptualisation a été modifiée pour tenir compte des conditions de nappe phréatique, étant donné que lorsque la nappe phréatique monte et descend, ces quantités ne sont plus constantes et leur ampleur doit être calculée à chaque pas de temps en fonction de la profondeur de la nappe phréatique. Par conséquent, l'augmentation (diminution) de la nappe phréatique entraînera une diminution (augmentation) de la capacité en eau des réservoirs gravitaire et capillaire.

Une autre caractéristique importante de la nappe phréatique peu profonde est la redistribution rapide du profil d'humidité du sol résultant des modifications de la nappe phréatique [Bierkens, 1998; Hilberts et al., 2005]. Cela signifie que l'hypothèse du profil d'humidité d'équilibre dans la dérivation de l'emmagasinement spécifique dynamique présentée à la section 3-6-2 (et au chapitre 5) est raisonnable pour modéliser les fluctuations de la nappe phréatique peu profonde. Par conséquent, l'emmagasinement spécifique dynamique calculé sur la base de l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique a été utilisé pour la modélisation des nappes phréatiques peu profondes (voir les résultats détaillés au chapitre 6).

La dernière modification dans MOBIDIC est liée au calcul de la recharge des eaux souterraines. Le calcul révisé de recharge des eaux souterraines est dérivé sur la base de la méthode de la fluctuation de la nappe phréatique (WTF) [Healy et Cook, 2002] et est destiné à rendre compte du comportement non-linéaire des nappes phréatiques peu profondes en cas de pluie. La

méthode WTF est une approche largement utilisée pour la détermination de la recharge des eaux souterraines d'un aquifère libre. L'hypothèse clé de la méthode WTF est que le niveau de la nappe phréatique d'un aquifère libre augmente en raison de la recharge entrante et est donc mieux adapté sur de courtes périodes après le début des précipitations, avant une redistribution importante de la recharge vers les autres flux [Healy et Cook, 2002].

Dans ce but, les augmentations du niveau de la nappe phréatique d'une colonne de sol de différentes profondeurs, type de sol et taux de précipitations ont été simulées avec MIKE SHE. Les augmentations ont été comparées à la montée de la nappe phréatique de référence, ce qui correspond à un taux de recharge identique à celui de l'eau infiltrée. La connaissance d'augmentations de la nappe phréatique permet de calculer la recharge des nappes souterraines correspondant à chaque ensemble sol - nappe phréatique - taux de précipitation.

La comparaison des augmentations simulées des nappes phréatiques de référence et actuelle a révélé que lorsque la nappe phréatique évolue au voisinage de la surface du sol, l'ampleur de la recharge des eaux souterraines peut être beaucoup plus grande que l'eau infiltrée. Dans le cas extrême où la frange capillaire croise la surface du sol, une infiltration minime peut faire remonter la nappe phréatique jusqu'à la surface du sol. Ce phénomène est également observé par plusieurs [Abdul et Gillham 1984; Buttle et Sami 1992; Sklash et Farvolden 1979; Waswa et Lorentz 2015]. À travers ces expériences numériques, le coefficient de la nouvelle recharge des eaux souterraines pour chaque ensemble sol - profondeur/ nappe phréatique - taux de précipitations a été calibré pour obtenir des augmentations similaires de la prévision de la nappe phréatique entre MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE.

L'applicabilité du modèle modifié MOBIDIC-MODFLOW a été testée sur une coupe transversale verticale d'un aquifère avec une pente de surface du sol constante sous une pluviométrie uniforme. Une représentation simplifiée du bassin versant de Borden, situé en Ontario, pour un mois avec un hyétogramme quotidien mesuré a aussi été investiguée. Les résultats de la simulation ont montré que les modifications proposées dans MOBIDIC-MODFLOW peuvent améliorer considérablement les prévisions de niveau de la nappe phréatique par rapport à la solution complète donnée dans MIKE SHE. En outre, l'efficacité du calcul du modèle le rend approprié pour la modélisation de nappes phréatiques peu profondes à l'échelle du bassin versant.

CHAPITRE 4 Catchment scale integrated surface water-groundwater hydrologic modeling using conceptual and physically based models: A model comparison study

4.1 Avant-propos

Auteurs et affiliation :

- Mohammad Bizhanimanzar : étudiant au doctorat, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.
- Robert Leconte : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.
- Mathieu Nuth : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.

Date de soumission : 30 Novembre 2018

Revue : Journal of Hydrological Processes

Titre français : Modélisation hydrologique intégrée des eaux de surface et des eaux souterraines à l'échelle du bassin versant à l'aide de modèles conceptuels et physiques : étude de comparaison de modèles

Contribution au document : Cet article vise à étudier la fidélité de MOBIDIC-MODFLOW (le modèle à couplage externe développé dans cette thèse) dans la capture du comportement hydrologique du bassin versant Thomas Brook. La comparaison des résultats simulés avec MIKE SHE met en évidence le potentiel du modèle développé à l'échelle du bassin versant et les besoins pour son amélioration ultérieure dans des applications avec une nappe phréatique peu profonde, telles que présentées dans les chapitres suivants.

Résumé français : Cet article présente une analyse comparative d'un modèle hydrologique à couplage externe (MOBIDIC-MODFLOW) et d'un modèle intégré (MIKE SHE) d'eaux de surface et d'eaux souterraines à base physique pour capturer les réponses spatio-temporelles des

niveaux de la nappe phréatique, de la recharge des eaux souterraines et du débit à l'exutoire du bassin versant de Thomas Brook, situé dans l'est du Canada. L'étude a pour objectif principal d'étudier l'effet d'une représentation simplifiée des processus hydrologiques dans MOBIDIC-MODFLOW en particulier dans la conceptualisation de la zone non-saturée. De plus, la procédure de couplage à la zone saturée pour capturer la réponse hydrologique intégrée du bassin versant est présentée. A cette fin, MOBIDIC et MODFLOW ont été couplés pour échanger séquentiellement la recharge des eaux souterraines et les débits de base dans chaque pas de temps de calcul. En utilisant un ensemble identique de valeurs de paramètres hydrogéologiques des unités géologiques pour les deux modèles, les coefficients des réservoirs gravité et capillaire dans MOBIDIC ont été calibrés de manière à prédire le bilan hydrologique du bassin versant simulée avec MIKE SHE. La comparaison des fluctuations simulées de la nappe phréatique à deux puits de surveillance montre que les deux modèles peuvent reproduire fidèlement les réponses observées de la nappe phréatique. Cependant, les fluctuations rapides de la nappe phréatique dans les régions de la nappe phréatique peu profonde n'ont pas été capturées précisément avec MOBIDIC-MODFLOW. La recharge des eaux souterraines simulée avec MOBIDIC-MODFLOW a été surestimée au printemps et sous-estimée en été par rapport à MIKE SHE; ce résultat est lié aux conceptualisations simplifiées des interactions entre zones saturée et non-saturée de MOBIDIC-MODFLOW. Cette étude confirme les avantages du couplage de MODFLOW à MOBIDIC, ce qui étend remarquablement ses possibilités d'application à la modélisation intégrée des bassins versants présentant des caractéristiques d'interaction complexes eau de surface/ eau souterraine similaires à celles de Thomas Brook. De plus, l'efficacité des calculs de MOBIDIC-MODFLOW par rapport à MIKE SHE, avec les données d'entrée minimales requises, rend l'approche appropriée pour la modélisation de l'interaction des eaux souterraines et des eaux de surface à l'échelle régionale.

4.2 Abstract

This paper presents a comparative analysis of an externally coupled (MOBIDIC-MODFLOW) and a physically based (MIKE SHE) models in capturing the spatiotemporal patterns of groundwater heads, groundwater recharge, and streamflow discharges of the Thomas Brook catchment, located in Eastern Canada. The main objective of the study was to investigate the effect of the simplified representation of the hydrological processes in MOBIDIC-MODFLOW particularly in the conceptualization of the unsaturated zone and unsaturated-saturated flow interactions on capturing the integrated hydrologic response of the catchment. To this aim, MOBIDIC and MODFLOW were coupled to sequentially exchange the groundwater recharge and baseflow discharges within each computation time step. Using an identical set of hydrogeological parameter values of the geological units for the two models, the coefficients of the gravity and capillary reservoirs in MOBIDIC were calibrated as to closely predict the hydrological budget of the catchment simulated with MIKE SHE. The comparison of the simulated water table fluctuations at two monitoring wells shows that the two models can closely replicate the observed responses. However, in very shallow water table locations, the rapid response of the water table was not precisely captured in MOBIDIC-MODFLOW. Also, the groundwater recharge simulated with MOBIDIC-MODFLOW was overestimated during the spring and underestimated during the summer compared to MIKE SHE which is related to its simplified conceptualizations of the unsaturated-saturated zone interactions. This study confirms the benefits of linking MODFLOW to MOBIDIC and remarkably extend its applicability in integrated modelling of catchments with complex surface water-groundwater interaction characteristics such as those of Thomas Brook. Moreover, the computational efficiency of MOBIDIC-MODFLOW as compared to MIKE SHE, along with minimum required input data, makes the approach suitable for regional-scale groundwater-surface water interaction modelling.

Keywords: surface water-groundwater interaction, integrated hydrologic models, MOBIDIC-MODFLOW, MIKE SHE, Thomas Brook catchment, water table fluctuations, groundwater recharge, unsaturated-saturated zone interactions

4.3 Introduction

Water resources management entails comprehensive knowledge about hydrological processes in both surface and subsurface zones and their interactions at the watershed scale. Integrated surface water-groundwater hydrologic models (ISGHM) with the capability of simulating fine resolution spatiotemporal hydrologic responses of a watershed represent the tool of choice for such applications. During the past decade, a growing number of ISGHM with different levels of complexity have been developed. The ISGHM can be classified according to the conceptualization of the subsurface flow process into three groups.

In the first group, the flow in the subsurface (unsaturated and saturated) zone is described by the three-dimensional variably saturated Richards equation. ParFlow [Kollet and Maxwell, 2006] and CATHY [Camporese et al. 2010] are two widely used examples in this modelling group. This modelling approach has the most complete description of the flow process (both in surface and subsurface zones) but it is operationally challenging at the watershed scale due to intensive data requirement and very fine spatial and temporal discretizations of the system of equations which makes it computationally expensive.

In the second group, the one-dimensional (vertical) Richards equation of the unsaturated zone is coupled to a two or three-dimensional saturated flow model. MIKE SHE [Refsgaard and Storm 1995]; PIHM [Qu and Duffy 2007]; PAWS [Shen and Phanikumar 2010] are widely used models. These models are computationally less expensive than those of the first group (due to simplifications in modelling of the unsaturated flow) which makes it more suitable for watershed scale integrated hydrologic modelling.

The third group refers to externally linked surface water-groundwater models, where the conceptual saturated flow module of a hydrologic model is replaced with a groundwater model such as MODFLOW (Harbaugh, Banta, Hill, & McDonald, 2000). SWAT-MODFLOW [Sophocleous and Perkins, 2000]; TOPNET-MODFLOW [Guzha and Hardy, 2010]; GSFLOW [Markstrom et al., 2008]. This group has the advantage of being computationally fast and offers remarkably smaller number of input data which makes it suitable for watershed scale studies. This is due to the fact that the unsaturated flow scheme of these models is not based on the solution of Richards equation and no iterative procedure for modelling the interaction between unsaturated and saturated zones is involved.

Whereas the cited researches showed that such integration of groundwater and surface water models have the advantageous of capturing the spatio-temporal distribution of the groundwater recharge (compared to the lumped approaches such as hydrograph separation methods)[Chung et al. 2010] and baseflow discharges [Bailey et al. 2016], their application in shallow water table regions has not yet been investigated. A particular characteristics of the shallow water table regions is a rapid and significant response to exerted stresses (precipitation) due to the dynamic behavior of specific yield. As discussed by Sophocleous [1985], the magnitude of the water table fluctuations in these regions can be much greater than what would be expected with the constant value of specific yield assumed in externally linked integrated models. Considering the important role of the shallow water table regions in runoff generation of the river valleys and lowland regions of the catchments, a comprehensive evaluation of the effect of the simplifications in such integrated modelling approach becomes essential.

The objective of this paper is, therefore, to test the applicability of this integration approach in the Thomas Brook catchment, located in Eastern Canada, with a complex heterogeneous aquifer structure and interaction between surface and subsurface zones. To this aim, the surface water-groundwater modelling of the catchment was carried out following the integration of the hydrologic model MOBIDIC [Castillo et al., 2015] to the widely used groundwater flow model, MODFLOW [Harbaugh et al., 2000]. Simulations by MOBIDIC-MODFLOW were compared against those of the physically-based MIKE SHE model taken as a base-case and also with available measurements. Such comparative analysis enabled us to answer the following questions:

1- How the simplifications in externally linked surface water-groundwater models (such as MOBIDIC-MODFLOW in this paper) affects the accuracy of the predictions, especially in shallow water table zones?

2- Can MOBIDIC-MODFLOW with a low number of model parameters and computational efficiency be regarded as an alternative for physically based integrated hydrologic models such as MIKE SHE in watershed scale surface water-groundwater modelling?

4.4 Study area

The Thomas Brook catchment is located in the Annapolis Valley of Nova Scotia, and is one of the major fruit production regions of Canada due to its soil fertility and climatic characteristics [Rivard et al. 2007]. The Annapolis Valley is approximately 100 km long and 10 to 15 km wide and is located along the Bay of Fundy bounded between the North Mountain and the South Mountain ranges [Lekouch et al., 2015]. It encompasses 5 watersheds: Annapolis, Cornwallis, Cunard, Habitant Creek, and Pereau (Figure 4-1) [Gauthier et al. 2009].

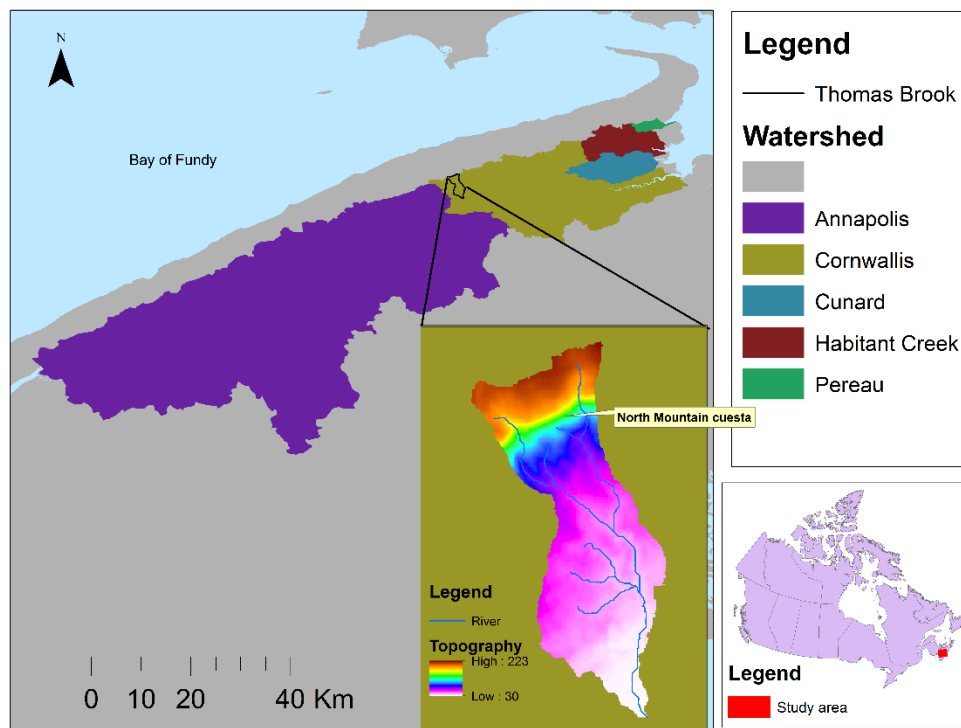


Figure 4-1. Location of Thomas Brook catchment in Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada.

The Thomas Brook catchment is an 8-km² watershed located in the Cornwallis watershed. The major part of land use is the farmlands (covering near 60% of the area), near 30% of the area is forested (in northern part of the catchment) and the remaining 10% is residential [Lekouch et al. 2015]. The elevation in Thomas Brook catchment ranges from 30 m to 220 m over a length of about 5 km. The steep slope of the North Mountain cuesta (elevation changes from 220 m to 70 m over 1.5 km) is the reason of existing numerous springs on the foot of the slope which is the source of water for the residents [Gauthier et al. 2009]. The Thomas Brook river flows southwards and it discharges into the Cornwallis river and ultimately into the Bay of Fundy.

The groundwater flow also follows the topography and is from the North Mountain to the southern part of the catchment [Gauthier et al. 2009]. The 30-year average annual precipitation at the Kentville weather station, located about 20 km south-east of the catchment, is 1211 mm and the estimated potential evapotranspiration using Penman-Monteith method for the year 2005 is 689 mm [Rivard et al. 2008]. About 78% of the total precipitation is rain which reflects the effect of North and South Mountains as well as the Bay of Fundy in making the Annapolis valley the warmest region of Nova Scotia [Rivard et al. 2008].

4.4.1 Aquifer formations

Three types of aquifer formations are found at the Thomas Brook catchment: North Mountain, Blomidon and Wolfville (Figure 4-2). The North Mountain formation overlies the Blomidon formation and is composed of a series of tholeiitic basalts characterized by numerous vertical fractures. However, due to the poor connection of the fractures, it represents the poorest aquifer formation of the catchment [Gauthier et al. 2009]. The Wolfville formation is composed of medium to coarse-grained sandstone, conglomerate, and siltstone. This formation is the most productive aquifer of the Thomas Brook catchment. The Blomidon formation represents the second most productive aquifer of the catchment and has similar lithological properties to the Wolfville formation, but the fine-grained layers are more frequent, especially in the northern part near the North Mountain cuesta. All these formations are tilted with a 5° to 10° dip towards the Bay of Fundy [Gauthier et al. 2009].

4.4.2 Surficial geology

The surficial geology of the Thomas Brook catchment is a complex set of different depositional settings. It is composed mostly of tills (covering near 70% of surface), glaciolacustrine deposits (in the lower part of the catchment), colluvial deposits at the foot of the North Mountain formation modern alluvium deposits and glaciofluvial sands (underneath the glaciolacustrine deposits) in the lower part of the catchment (Figure 4-3). The dominant surficial deposits (till and glaciolacustrine layers) have very low hydraulic conductivity (in order of 10^{-7} m/s) which greatly reduces the magnitude of the groundwater recharge and also protects the underlying aquifer against contamination resulting from agricultural activities [Gauthier et al. 2009].

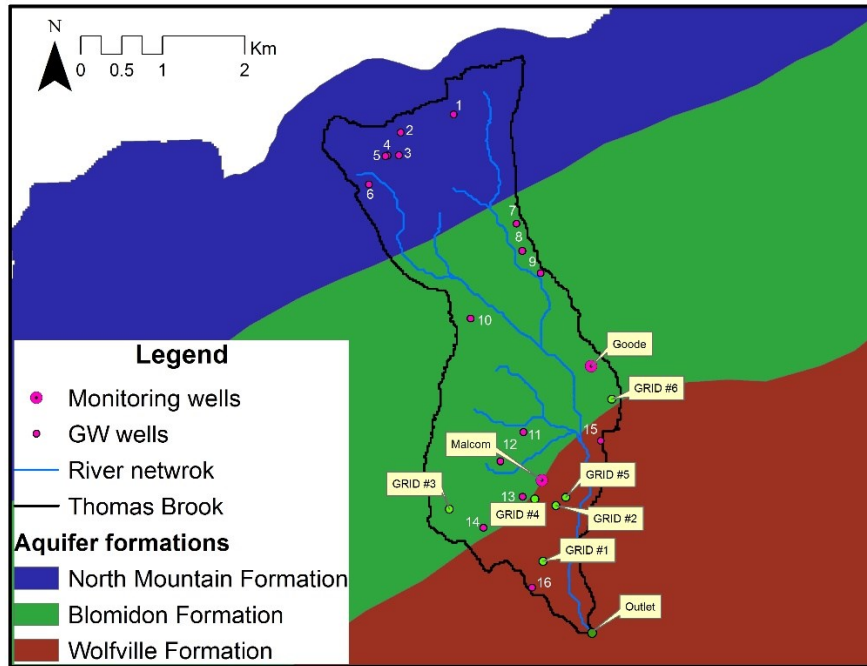


Figure 4-2. Aquifer formations along with location of groundwater wells and six selected grid cells at Thomas Brook catchment (modified after Rivard et al. 2007).

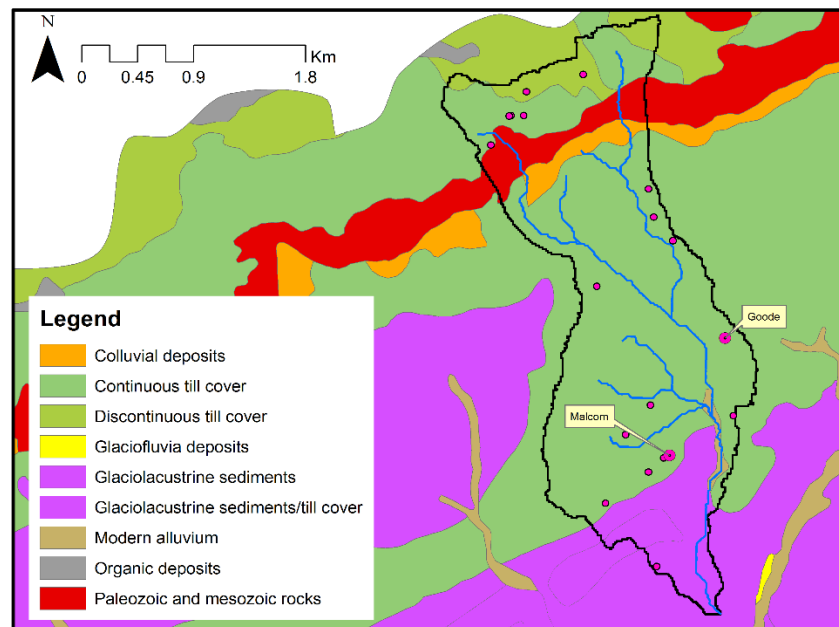


Figure 4-3. Surficial formations at the Thomas Brook catchment (modified after Rivard et al. 2007).

The detailed geological reconstruction of the Thomas Brook catchment was given in [Gauthier et al. 2009]. They investigated the effect of increasing the representation of geological details

(variable surficial layer thickness, aquifer hydraulic properties, and geological dip) on simulated streamflow discharge and groundwater recharge using the fully distributed physically-based CATHY hydrologic model. The simulation results revealed that the hydraulic conductivity of the aquifers has a significant impact on the predicted water table levels, however, the effect of adding other geological details such as formation's dip or the aquifer porosity was minor. Also, remarkable improvements in the simulation results using the regional scale hydrogeological properties compared to the local scale field measurements were observed. The geological reconstruction of the Thomas Brook catchment used in this study is depicted in Figure 4-4. The hydrogeological properties of the surficial and bedrock units are identical to those given in [Gauthier et al. 2009] (see Table 4-1). Whereas the detailed description of the geological formations (thicknesses and saturated/unsaturated hydraulic properties) are required for integrated surface water-groundwater modelling with MIKE SHE, this information will not be completely used in MOBIDIC-MODFLOW as it will be explained in next section.

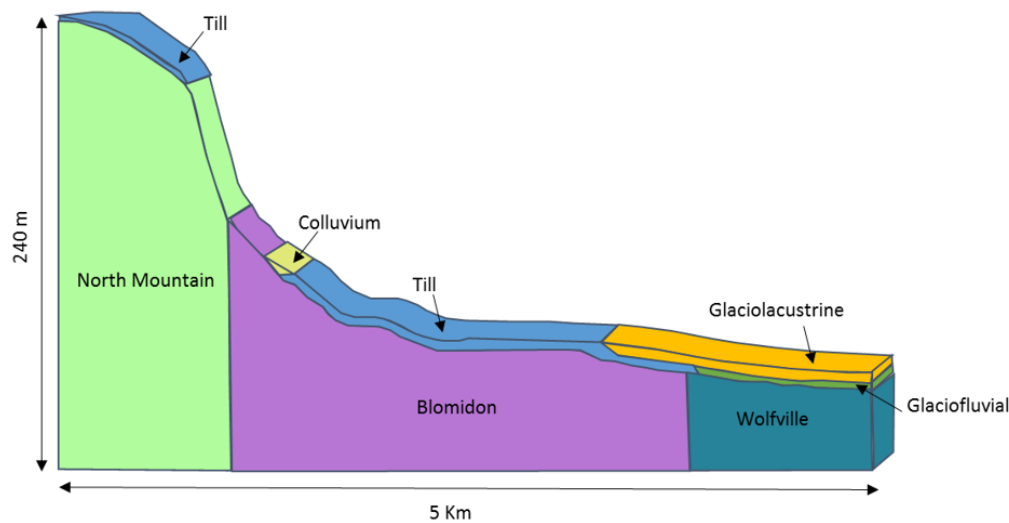


Figure 4-4. Schematic geologic reconstruction of Thomas Brook catchment (modified after Gauthier et al. 2009).

4.5 Description of the models

The integrated surface water-groundwater modelling of the Thomas Brook catchment was carried out using MIKE SHE, taken as the reference, physically-based model, and MOBIDIC-MODFLOW. The reference model was used to compare various outputs (recharge to groundwater, water table levels, infiltration, and evapotranspiration from unsaturated/saturated

zones) of the MOBIDIC-MODFLOW against ‘‘expected’’ response of the catchment provided by MIKE SHE. In addition, for quantities where observations are available, such as streamflow discharges and groundwater heads at the two monitoring wells, the two models were compared against the measurements.

Table 4-1. Hydrogeological properties of the formations at Thomas Brook catchment [Gauthier et al. 2009].

Formation	Saturated Conductivity (m/s)	Specific Storage (1/m)
North Mountain	10^{-7}	10^{-5}
Blomidon	10^{-5}	10^{-5}
Wolfville	5×10^{-5}	10^{-4}
Tills	10^{-7}	10^{-3}
Colluviums	10^{-5}	5×10^{-3}
Glaciofluvial	10^{-5}	10^{-2}
Glaciolacustrine	10^{-7}	10^{-3}

4.5.1 MIKE SHE

MIKE SHE [Refsgaard and Storm 1995] is a widely used physically-based distributed surface water-groundwater model capable of simulating the hydrological processes within the surface (overland and river flows) and subsurface (unsaturated and saturated) zones. The unsaturated flow in MIKE SHE is described using the 1D Richards equation which is coupled to the 3D saturated flow equation. The unsaturated and saturated zone are coupled via a water table correction procedure detailed in [Storm 1991]. A 2D diffusive wave and 1D kinematic wave approximation of the Saint-Venant equations are used to simulate the overland flow and flow in channels/rivers, respectively.

The modular structure of the model allows using different time steps for each module (second to minutes in the unsaturated module and daily for the saturated zone) which facilitates the computational process. In the unsaturated zone and using its own time step, the solution of the Richards equation updates the soil moisture profile between the soil surface and the water table level simulated by the saturated flow module in the previous time period. Using the updated moisture profile and the prescribed water table level, the generated mass balance error of the soil profile is calculated. In case the produced error falls below the user-specified tolerance value, no water table adjustments are performed. Otherwise, the water table level is iteratively adjusted until the acceptable mass balance error in the soil profile is met. Once the iterative process is completed, the groundwater recharge is calculated and is applied as the upper boundary condition to the saturated module and then the groundwater heads, as well as the exchange flow between the aquifer and the river reaches, are calculated and simulation advances to the next time step.

The snowmelt process follows the degree-day method as the rate of melt linearly increases with rises in air temperature above a prescribed threshold (melting temperature). The evapotranspiration mechanism is supplied from ponded water, the unsaturated zone and directly from groundwater as detailed in [DHI 2014]. The spatial discretization of the watershed into square grids allows the fine scale quantification of the hydrologic variables e.g., infiltration, recharge to groundwater, evapotranspiration.

4.5.2 MOBIDIC-MODFLOW

4.5.2.1 MOBIDIC

Modello di Bilancio Idrologico DIstribuito e Continuo (MOBIDIC) is a distributed hydrologic model originally developed by Castelli [2009] and recently enhanced by [Castillo et al., 2015]. Same as MIKE SHE, in MOBIDIC, the watershed is discretized in square tiles, shown in Figure 4-5a. The hydrologic processes of each tile are calculated using four inter-connected reservoirs i.e., canopy, surface water bodies (ponds, lakes), gravity, and capillary. The gravity and capillary reservoirs take into account the hydrological processes within the modeled soil layer i.e., infiltration, absorption, evapotranspiration, groundwater recharge and capillary rise and also interact through moisture absorption with the capillary reservoir. The gravity reservoir holds moisture in the larger soil pores (exceeding the field capacity) and interacts with the underneath

saturated zone through groundwater percolation. The available moisture in the gravity reservoir can also be transferred to the adjacent downhill grid as interflow. The capillary reservoir corresponds to moisture in the finer pores (below the field capacity) and contributes to the evapotranspiration process. Such conceptual formulations of the subsurface flow processes result in a computationally-efficient model compared to solving the Richards equation.

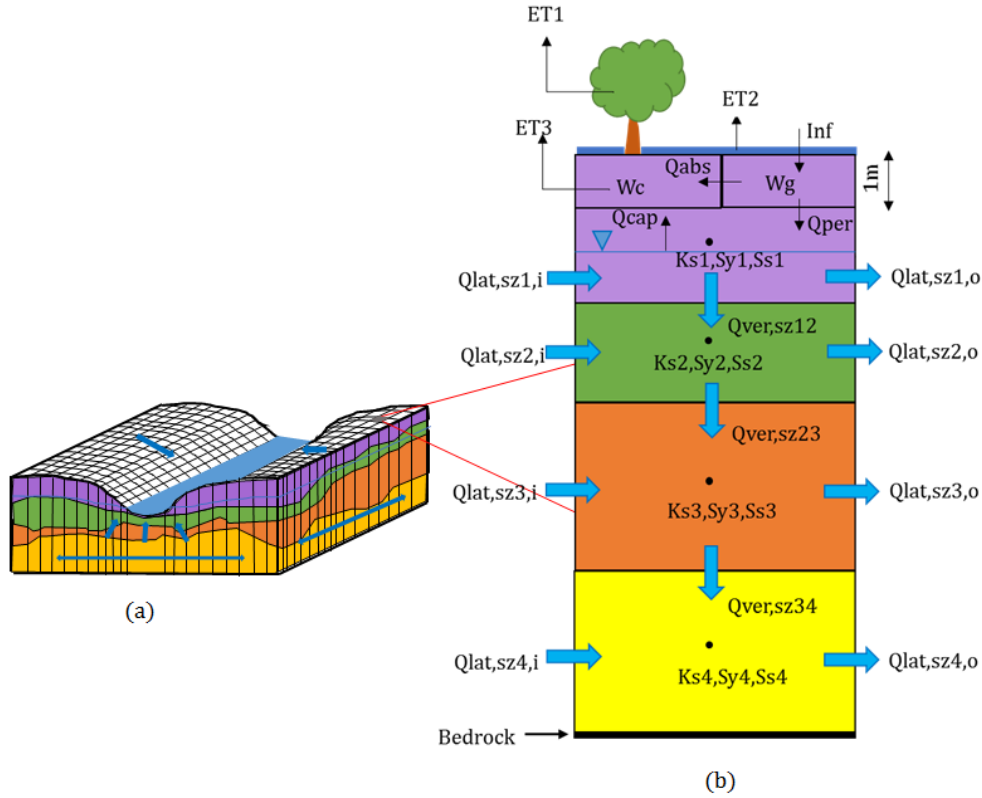


Figure 4-5. (a) Domain discretization in MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE; (b) Schematic diagram of the hydrological fluxes in MOBIDIC-MODFLOW. Inf: Infiltration, ET1: Canopy transpiration, ET2: Surface water evaporation ET3: Root transpiration Wg : gravity reservoir, Wc : Capillary reservoir, Qabs : Absorption flux Qper: Percolation to groundwater, Qcap: Capillary rise, Ks_i, Sy_i, Ss_i: Saturated conductivity, specific yield and specific storage of layer i, Qlat,sz_{i,i}: Lateral inflow to the layer i, Qlat,sz_{i,o}: lateral outflow from layer i, Qver,sz_{ij}: Vertical flow from layer i to j. Note that the top 1m of the soil profile is represented by MOBIDIC and underlying layers are modeled by MODFLOW.

The computed overland runoff (as saturation excess and infiltration excess) of each computational grid is routed using steepest descend (D8) scheme (flow from a grid is transferred to one of its eight adjacent grids with steepest slope) and eventually is propagated through the river network by the linear reservoir approach. The ability of MOBIDIC's gravity/capillary

reservoir approach in capturing the near surface soil moisture dynamics was investigated in semiarid and humid sites against SHAW [Flerchinger and Saxton 1989], a one-dimensional Richards based solver [Castillo et al., 2015]. The model simulations and comparisons were performed for a single computational grid and the close match between the model simulations and observations showed that the conceptual dual porosity soil moisture approach implemented in MOBIDIC is able to capture the dynamics of the near surface soil moisture if properly parameterized [Castillo et al., 2015]. However, whether such conclusion can be drawn in watershed scale simulations where the dynamic of the soil moisture in gravity and capillary reservoirs are also affected by the water table fluctuations has yet to be evaluated. This is one of the objectives of this study, i.e. to further evaluate the suitability of the dual reservoir approach, in this case linked to a numerical groundwater flow model (MODFLOW) at the catchment scale as an integrated surface-subsurface modelling structure.

4.5.2.2 MODFLOW

MODFLOW [Harbaugh et al., 2000] is a widely used three-dimensional finite-difference based groundwater model. MODFLOW has a modular structure and is capable of simulating flow and solute transport in complex confined and unconfined heterogeneous aquifers. The explicit formulation of boundary conditions such as the groundwater recharge, evapotranspiration, and flow to/from river beds makes it a suitable choice for modelling of hydrologic processes that interact with the saturated zone in surface/subsurface models such as SWAT-MODFLOW [Bailey et al. 2016], GSFLOW [Markstrom et al. 2008] and MOBIDIC-MODFLOW used in this study.

4.5.2.3 Coupling MOBIDIC with MODFLOW

The flowchart describing the coupling procedure between MOBIDIC and MODFLOW is shown in Figure 4-6. At each time step, the meteorological data (precipitation, temperature, wind speed, humidity, and solar radiation) are read and the potential evapotranspiration is calculated using the Penman-Monteith method. The spatial distribution of groundwater recharge and groundwater heads along with the water level in river reaches from the previous time step are passed to MODFLOW and baseflow and groundwater heads are calculated. The overland flow module then routes the generated surface runoff of the grid cells and calculation of the hydrological process in MOBIDIC (i.e., infiltration, absorption, evapotranspiration, recharge

and capillary rise) commences. The calculated groundwater recharge is used as the upper boundary condition for MODFLOW and the calculated surface runoff discharge plus the baseflow discharge (calculated in MODFLOW) are transferred in the river routing module of MOBIDIC for further calculation of the streamflow discharges.

MOBIDIC employs a uniform lateral discretization of the watershed domain resulting in identical planar dimension of the subsurface soil layers in MODFLOW. The vertical discretization of the computational layers, however, is based on geological layers. Therefore, the vertical soil profile of a computational grid in MOBIDIC-MODFLOW has two parts: 1) a near surface homogeneous soil layer for computation of hydrologic processes in MOBIDIC and 2) the geological layers for computation of saturated flow between layers in MODFLOW (see Figure 4-5 b).

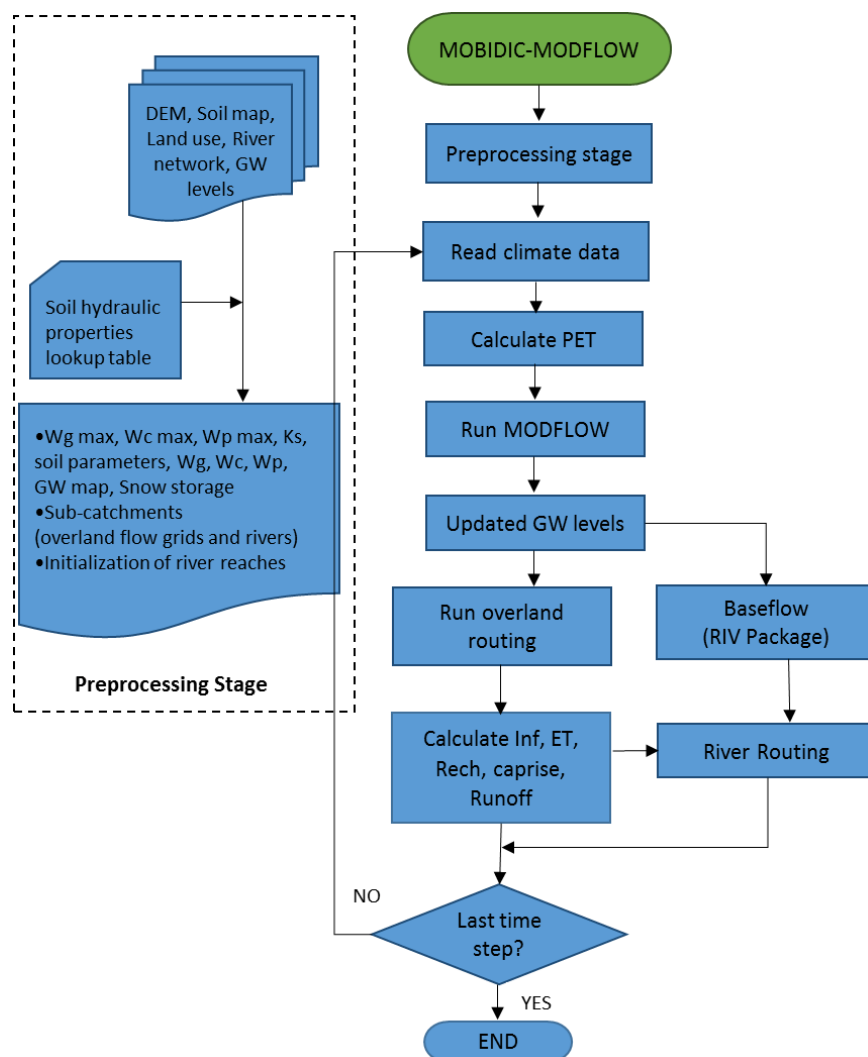


Figure 4-6. Flowchart indicating integration procedure of MOBIDIC and MODFLOW.

4.6 Modelling of the Thomas Brook catchment

The topography of the catchment was produced from Canadian Digital Elevation database at a resolution of 20 m (<http://maps.canada.ca/czs/index-en.html>), which is also the size of computational grid of MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW. The Digital Elevation Model (DEM) was processed to derive flow direction, flow accumulation and river network maps required for the surface water routing process in MOBIDIC-MODFLOW. The derived river network was then used for identification of the river cells in which an aquifer-river flow exchange may exist. In MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW, the river-aquifer flow exchange is calculated based on the differences in river and groundwater levels multiplied by riverbed conductance. However, locating the river segments on the edges of the two adjacent

grids allows the flow exchange from both sides of the river which is not the case in MODFLOW's river package in which the exchange occurs only from the river cells.

The discretization of the model domain into 20-m square grids resulted in 28835 calculation units in both models. In MIKE SHE, the unsaturated soil zone of each grid is vertically discretized for the solution of 1-D Richards equation. Layer thicknesses are usually thin near the soil surface for an accurate representation of the infiltration and rainfall-runoff partitioning (especially during heavy rainfall events) and progressively coarsened with depth. In modelling the Thomas Brook watershed, the soil profile was vertically divided into four discretization zones, each with uniform node spacing. Zone number one (top 1 m of the soil) had a resolution of 1 cm. Zone number two (from 1 m to 5 m below the soil surface) was discretized into 2 cm computational layers. Zone number 3 (from 5 m to 15 m) had uniform layers of 5 cm and zone 4 (from 15 m to the bedrock level) was discretized into 10 cm layers. Unlike the fine resolution of the computational nodes in the unsaturated module of MIKE SHE, the computation of saturated flow was based on the assigned hydrogeological properties of each formation. Therefore, in a given time step, the water table level determines which computational nodes of the unsaturated zone are active (above the water table) and therefore used in the unsaturated flow module. In MOBIDIC-MODFLOW, the top 1 m of the soil profile was used for calculation of the hydrological processes as well as moisture dynamics of the gravity and capillary reservoirs in MOBIDIC (see Figure 4-5 b).

The calculation of evapotranspiration process from the unsaturated zone in MIKE SHE follows the Kristensen and Jensen [1975] approach, in which the temporal variation of vegetation characteristics e.g., root depth has to be known. Such data, however, were not available for the Thomas Brook catchment and a time-invariant root depth of 1 m was assigned for the simulation period. This choice was made to make the temporal evolution of the root transpiration of the two models comparable. Also, similar to [Gauthier et al. 2009], it was assumed that the overland flow routing parameters (Manning roughness, detention storage) used in MIKE SHE are uniform for the entire catchment.

A no-flow boundary condition was assigned across the lateral extent and the bedrock level of the catchment. The upper boundary condition, however, switches between Neumann (flux boundary condition) and Dirichlet (ponded water level) for the solution of Richards equation in

MIKE SHE. In MOBIDIC-MODFLOW, the net precipitation (after the canopy interception) in each time step plus the existing ponded water (from previous time step) and incoming surface runoff from the neighboring grids determines the upper bound of infiltration. The lower bound takes the minimum value between saturated hydraulic conductivity multiplied with the time step and moisture deficit in gravity reservoir. The simulations were carried out for the year 2005, as it was the only year with continuous measurements of outlet discharge and the two monitoring wells (shown in Figure 4-2).

Regarding the differences in the conceptualization of the hydrological processes of the two models, the input parameters were kept as consistent as possible. Therefore, the hydrogeological properties of the surficial units and bedrock aquifers (Table 4-1) of the two models were kept identical. This allowed detailed investigation of the effect of different conceptualization of the hydrological processes in the physically based (MIKE SHE) and conceptually based (MOBIDIC-MODFLOW) surface water-groundwater models in the overall representation of the catchment response. The soil water retention characteristics of the formations were defined based on van Genuchten [1980] and assuming the till layer as the representative surficial formation in the catchment. Therefore, the parameters of the model ($\alpha[1/L]$ and $n[-]$) and the residual water content were assumed to be 0.004, 1.7 and 0.001 for all the formations [Gauthier et al. 2009]. Also, a uniform Manning roughness of $0.1 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ was assigned to both overland and river grid cells as in [Gauthier et al. 2009].

Unlike the use of a single time step in MOBIDIC-MODFLOW (here 1 day), MIKE SHE employs an adaptive time stepping approach in which the actual time step of each module is determined based on the user specified maximum allowable time step and numerical stability discussed in [DHI 2014]. The recommended maximum values of the time step should follow $\max(dt_{river}) \leq \max(dt_{overland}) \leq \max(dt_{UZ}) \leq \max(dt_{SZ})$ where $\max(dt_i)$ is the maximum allowed time step for the computational module of i [DHI 2014]. For simulation of the Thomas Brook catchment, these values were chosen as one minute for the river module and 15 minutes for the other components.

4.6.1 Initialization and calibration of the models

Simulation using surface water-groundwater models requires the water table level as well as the soil moisture profile of the unsaturated zone of the computational grids to be known. However,

such fine resolution information of the hydrologic variables even for a small catchment such as Thomas Brook are seldom, if ever, available and therefore must be estimated. One way to prescribe values for these variables is to perform a free drainage (no precipitation) simulation of the catchment starting at saturation state (water table at the soil surface) until the streamflow at the outlet of the basin matches with a given pre-event baseflow [Gauthier et al., 2009; Jones et al., 2008; Stephenson and Freeze, 1974]. Having parameter values of MIKE SHE set, the free drainage simulation was performed until the river discharge reached $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$, a value measured on 30 July 2004. The resulting water table and soil moisture distributions, the water level in river reaches and other hydrologic variables were then used for the transient simulation starting that date.

Once MIKE SHE is initialized, the moisture storage of top 1 m of the soil layer was used for assigning the initial moisture storage of the gravity and capillary reservoirs of the MOBIDIC-MODFLOW model. For grids with relatively deep initial water table level, the gravity reservoirs were almost empty with very small soil moisture in the capillary reservoir. However, in the southern part of the catchment, the grids were nearly saturated (water table very close to the soil surface) and hence the reservoirs were full. The other initialized variables such as the water table, water level in river reaches were kept identical in both models. Such initialization strategy ensured a realistic spatial distribution watershed state variables (soil moisture, water table level, water pressure) which guaranteed that the model results could be effectively compared and that any discrepancies between model behaviors would not originate from incoherent initial conditions.

4.7 Results and discussion

The simulated streamflow discharges of the two models compared to observed discharges at the catchment's outlet are shown in Figure 4-7. It can be seen that both models can adequately capture the general trend of the observations except peaks are not precisely captured by neither models (coefficient of Nash-Sutcliffe is 0.3 and 0.11 for MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW, respectively). Recall that the models are not calibrated. This could be improved with more data regarding the surface roughness and cross sections of the river networks and by adjusting hydraulic conductivities through model calibration.

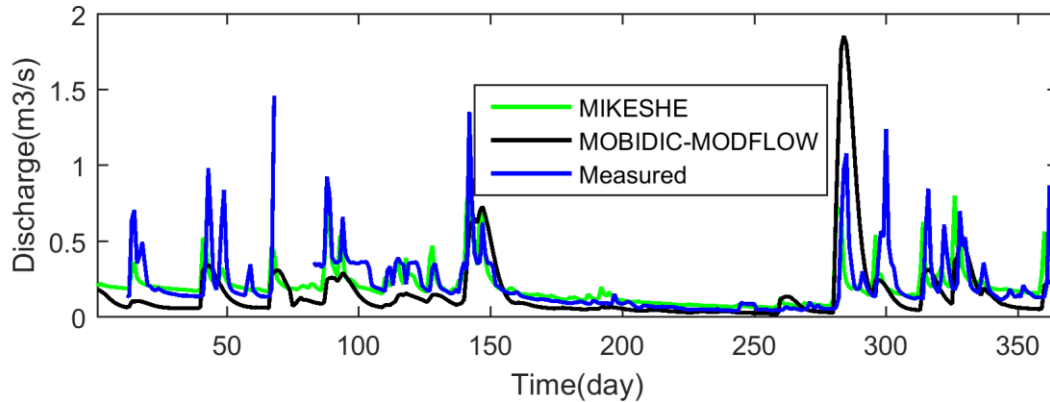


Figure 4-7. Measured (blue) and simulated streamflow at catchment outlet by MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black), year 2005.

In general, MOBIDIC-MODFLOW underestimated the river discharge compared to MIKE SHE (and to observations) especially at the beginning of the simulation, indicating differences in travel time of the flood wave simulated with the kinematic wave model in MIKE SHE and the linear reservoir approach in MOBIDIC-MODFLOW. Differences in the spatial discretization of the river reaches by two models and the time steps used may also explain in part the differences observed. River reaches in MIKE SHE were discretized into 100 m segments, while in MOBIDIC-MODFLOW, no discretizations of the reaches were made.

The simulated results of groundwater heads at monitoring wells Malcom and Goode (see Figure 4-2 for locations) are shown in Figure 4-8. R^2 of 0.82 and 0.85 and Root mean square errors of 0.33 m and 0.22 m, respectively for Malcom and Goode indicates a close match between the simulated water table levels of the two models. From Figure 4-8 it can be seen that the two models have similar rate of decline of water table between days 150 and 270, which corresponds to summer when groundwater is not much affected by recharge. This means that the differences in the calculation procedures of horizontal conductance in MIKE SHE and in MODFLOW have a minor effect on simulation results. This in MIKE SHE is calculated as the harmonic mean of hydraulic conductivities and the geometric mean of layer thicknesses. In MODFLOW, however, this is derived from the arithmetic mean of saturated thicknesses and the logarithmic mean of hydraulic conductivities.

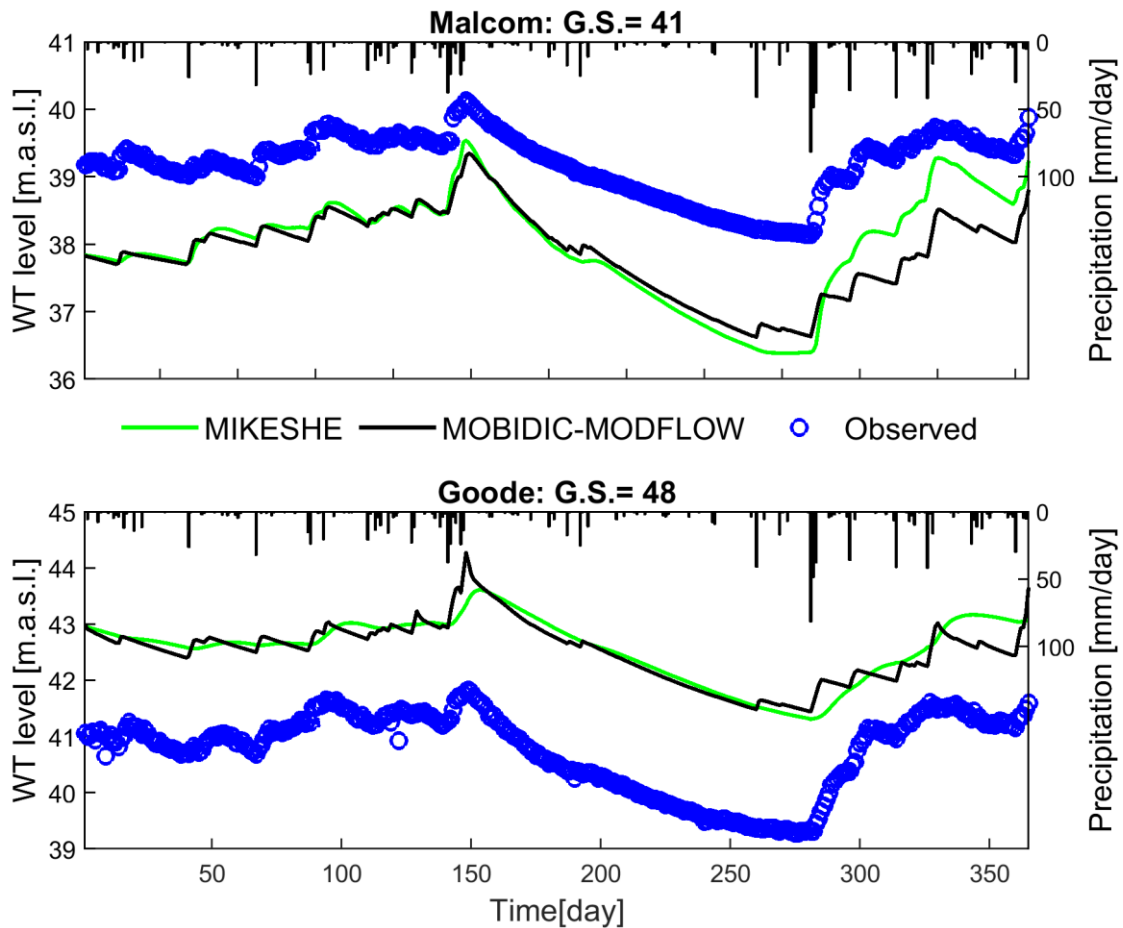


Figure 4-8. Observed (blue) and simulated water table levels at Malcom and Goode (see Figure 4-2 for locations) with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black), year 2005. G.S. stands for Ground Surface elevation.

The gap between the simulated water table levels of both models and the observations in Figure 4-8 is related to the initialization process since the spatial distribution of the water tables associated with the baseflow will not necessarily match with the observed water table levels considering the hydrogeological properties of the surficial and bedrock aquifers unchanged. This issue was also discussed by others e.g., (Ivanov 2002) as different hydrogeological parameter values of the geological units may give a different spatial distribution of initial water table level for the same baseflow discharge. However, as it was stated, we rather aim to evaluate the effect of a different structure of the two models on the predictions than calibrating their parameter values against observations.

Figure 4-9 compares simulated results of water table level, infiltration and evapotranspiration rates from the root zone (top one meter) between MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW during October 2005 (day 274 to 300) at Malcom observation well. Since the Malcom and Goode grids have relatively deep-water tables (3m and 5m below the soil surface), the interaction between the modeled soil layer in MOBIDIC (one meter topsoil) and the saturated zone is unidirectional, i.e. from unsaturated to saturated zone. Accordingly, the contribution of the saturated zone to the evapotranspiration (direct water uptake from the water table) is negligible. On day 281, 81.90 mm of rainfall occurred, from which 80.50 mm (98%) infiltrated, which replenished the gravity reservoir (see Figure 4-9 panels b and d). The close match between the predicted infiltration rates of the two models (Figure 4-9 panel b) verifies the fact that the differences in predicted rises of water table are due to the differences in the formulation of the groundwater recharge of the two models. Note that the potential evapotranspiration was fulfilled using the evaporation plus the transpiration from the unsaturated zone in MIKE SHE (Figure 4-9 panel c). However, in MOBIDIC-MODFLOW, the evaporation from the surface water reservoir (throughfall plus the existing ponded water from previous time steps) occurs prior to the infiltration process which causes no moisture losses from the capillary reservoir during rainy days (Figure 4-9 panel c). Such behavior is not observed in MIKE SHE as even during rainy days the evapotranspiration from the unsaturated zone fulfills the potential evapotranspiration.

From the infiltrated water, the capillary reservoir took the required moisture for plant roots and the remaining moisture in the gravity reservoir percolated to the groundwater, causing a water table rise (Figure 4-9 panel a). The rate of groundwater recharge in MOBIDIC-MODFLOW is controlled by a catchment-scale linear coefficient which remains constant during the course of the simulation. This process continues until day 283 and during this period the gravity reservoir remains full since the deficit due to the percolation to the groundwater and absorption is being replenished by the subsequent rain. On day 284, there is no rainfall and the moisture level in gravity reservoir decreased and it became empty on the following day (Figure 4-9 panel d). This means that no groundwater recharge occurred between days 285 and 295 as precipitation in this period was not large enough to generate groundwater recharge (the infiltrated water transferred to the capillary reservoir to fulfill the unsatisfied transpiration). In MIKE SHE, however, the water table rises within this period (day 284 to 295) resulting in the position of the water table simulated by the two models be different.

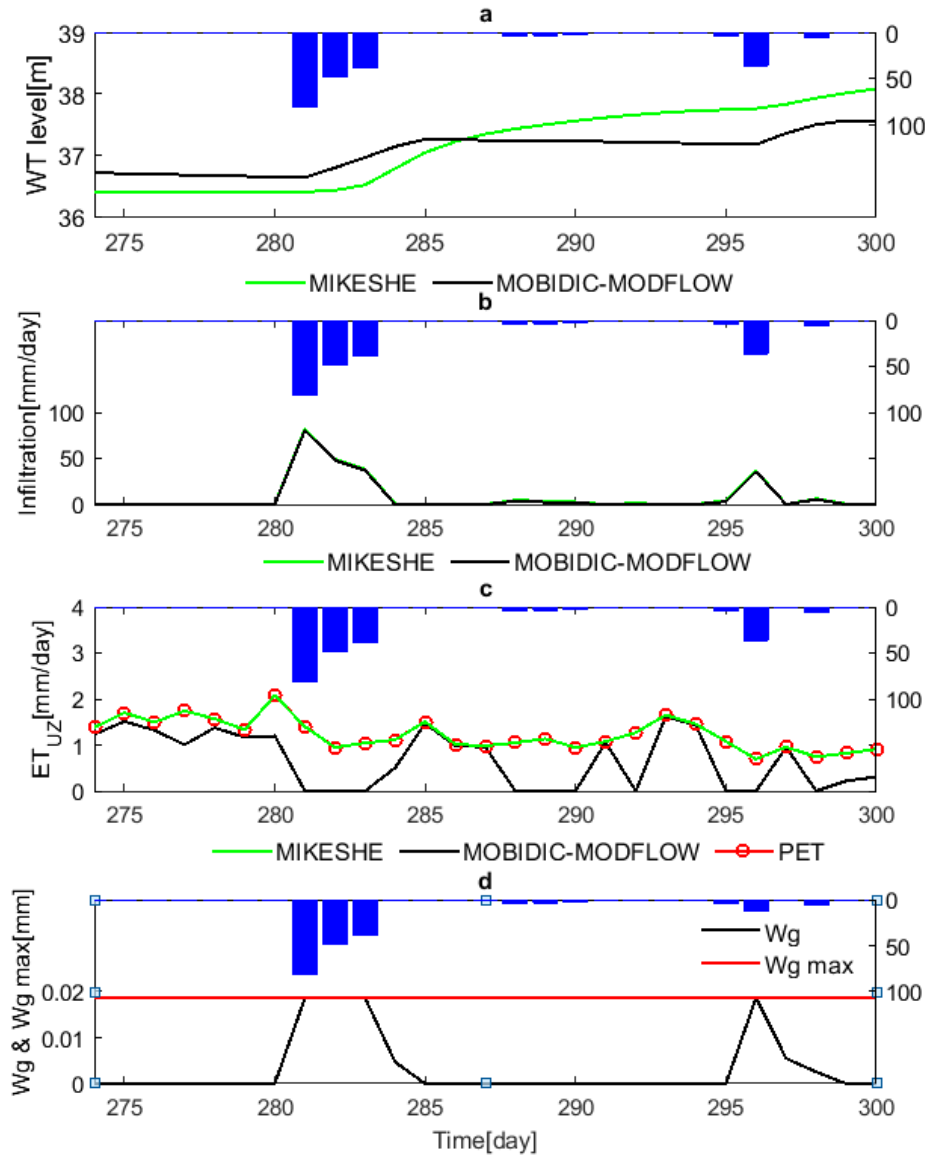


Figure 4-9. (a) Simulated water table levels by MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black) between days 274 and 300 at Malcom. (b) Infiltration rate simulated with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black). (c) Evapotranspiration from the unsaturated zone simulated with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black) and (d) time evolution of gravity reservoir in MOBIDIC-MODFLOW (black) along with the maximum storage capacity of the gravity reservoir (red).

In Table 4-2, simulated and observed groundwater levels at existing wells in the catchment were compared. Note that the water table levels were measured at different times and there is only value for each well [Gauthier et al. 2009]. Wells 1 to 6 are located in the North Mountain formation, wells 7 to 14 are in Blomidon and wells 15 and 16 are located in the Wolfville

formation. The simulated water tables of the two models in the lower part of the catchment (wells 11 to 16) are in good agreement with the measurements with maximum difference of one meter. The water table levels in the northern part (well 1 to 5), however, are overestimated by both MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW. This is related to the presence of abundant vertical fractures in the North Mountain formation which cause the vertical conductivity to be larger than the horizontal conductivity [Rivard et al. 2012]. The formations, however, were assumed to be isotropic for simulations with MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW. The overestimations of water table levels were also observed using CATHY under the assumption of isotropic aquifer units [Gauthier et al. 2009]. The simulated water table levels of the two models at well 6 were significantly underestimated. This is related to the high rate of river-aquifer flow exchange as a result of assuming no low-permeable layer at the streambeds in MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW.

Table 4-2. Observed and simulated groundwater heads at wells shown in Figure 4-2.

	North Mountain Formation							Blomidon Formation				Wolfville Formation				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Julian day	195	187	194	194	183	183	183	183	182	182	182	197	193	176	176	178
Observed	201	204	195	185	195	192	57	55	51	52	37	38	39	45	39	30
MIKE SHE	210	208	195	196	197	180	67	59	53	55	37	39	41	44	39	30
MOBIDIC- MODFLOW	211	209	196	197	198	180	67	60	54	54	36	39	41	44	39	31

A key advantage of surface-subsurface hydrological models is in their ability to output spatio-temporal variations of groundwater recharge. Considering the complex heterogeneous structure of the geologic formations of the Thomas Brook and uncertainties associated with initialization and parametrization of the models, an accurate determination of groundwater recharge remains challenging.

The simulated monthly variation of groundwater recharge with the two models is shown in Figure 4-10. The annual groundwater recharge simulated with MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW were 270.2 and 290 mm, respectively. These values compare favorably with results of (Gauthier et al. 2009), who obtained 315 mm applying the hydrograph separation method to the observed streamflow; and 349 mm using CATHY, a physically-based, distributed surface-subsurface hydrological model, along with hydrological properties given in Tables 1 and 2.

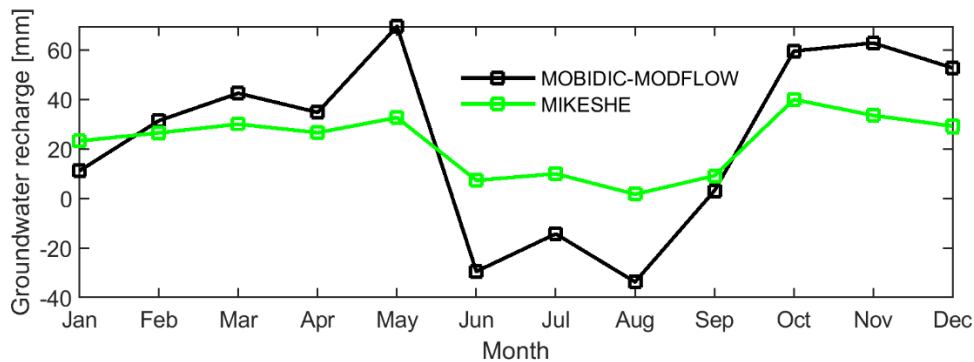


Figure 4-10. Monthly variation of the simulated groundwater recharge with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black) for year 2005.

From Figure 4-10, a similar trend in monthly variations of the groundwater recharge simulated with the two models can be observed. The groundwater recharge increases from January to May, decreases during the summer and increases again during fall and winter. Although MIKE SHE predicts a smooth increase in groundwater recharge from January to April, a sharper rate of increase displayed with MOBIDIC-MODFLOW. The models show slight decrease in groundwater recharge from March to April which is related to the low precipitation rate in this period. Note that during the winter period, the precipitation is dominated by snowfall; hence the magnitude of the groundwater recharge is affected not only by the difference in the conceptualization of the unsaturated flow, but also by snow accumulation/depletion dynamics of the two models.

To exclude the effect of the snowmelt process, the accumulated snowpack on the ground surface of the two models are compared in Figure 4-11. Both models predict very close snowpack accumulation/depletion especially between January to May (maximum difference of 3 mm)

ascertaining that differences in groundwater recharge of the two models are mainly due to differences in flow process conceptualization in the unsaturated zone.

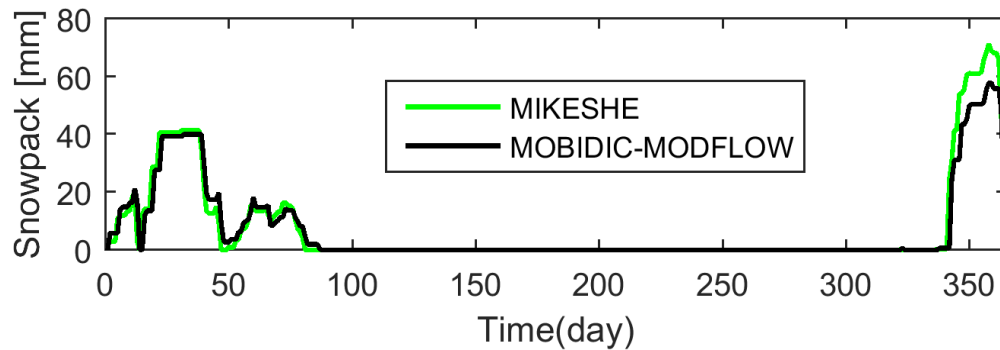


Figure 4-11. Simulated snowpack accumulation/depletion by MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black).

The overestimation of groundwater recharge in MOBIDIC-MODFLOW during the wet periods of spring and fall is due to the different conceptualizations of unsaturated-saturated zone interaction of the two models. In MOBIDIC-MODFLOW, if the water table lies below the soil layer (top one meter here), the rate of groundwater recharge is only controlled by the percolation coefficient and the water table depth does not affect the recharge rate. Therefore, during the month of May, the increased moisture level of the gravity reservoir due to the melted snowpack causes a significant amount of recharge. This is not the case in Richards-based models as the unsaturated zone extends from the soil surface to the water table and groundwater recharge is near zero if the water table is far below the soil surface. During the summer period, MOBIDIC-MODFLOW predicts negative recharge values since most of the grids in the central and upper parts of the catchment have empty gravity reservoirs and grids in the lower parts have high groundwater heads resulting in a negative value. Therefore, the spatially averaged values of groundwater recharge obtained by MOBIDIC-MODFLOW during these months are negative. The predicted groundwater recharges with MIKE SHE during the summer, however, are not negative but very close to zero (see Figure 4-10). This further reveals limitations of the conceptual schemes against Richards-based models in capturing catchment scale seasonal variations of groundwater recharge.

In Figure 4-12, water table levels simulated with the two models were also compared for 6 additional tiles, this time with shallow water table conditions. The initial depth to water table varies between 20 cm in tile 1 to 76 cm in tile 5. The comparison of water table response of the

two models shows the effects of the simplified unsaturated-saturated formulation approach of MOBIDIC-MODFLOW in modelling shallow aquifers, as discussed below.

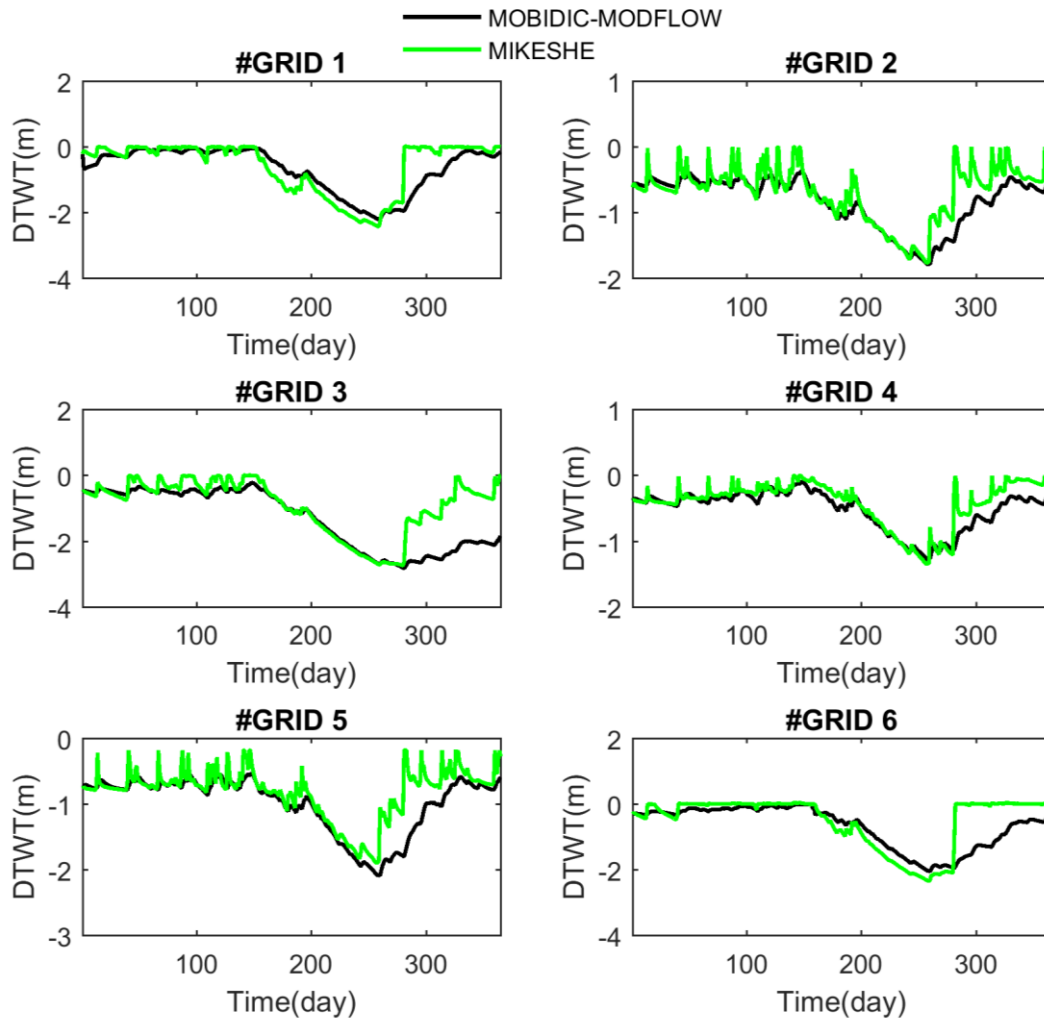


Figure 4-12. Simulated water table fluctuation at six shallow water table grids with MIKE SHE (green) and MOBIDIC-MODFLOW (black).DTWT is depth to water table.

From Figure 4-12, one can see that MOBIDIC-MODFLOW, in general, captured the dynamic behavior of the shallow water table, however, the water tables are less responsive compared to MIKE SHE. For example in tiles 2 and 5, the water table simulated by MIKE SHE quickly rises up to the soil surface during mid-winter thaws when snow is melting and during the spring season. Such quick response, however, is not observed in MOBIDIC-MODFLOW. This clearly demonstrates the dynamical behavior of specific yield in shallow water table conditions taken into account in MIKE SHE, which causes much sharper rises of the water table than by using a

constant specific yield value as in MOBIDIC-MODFLOW. Also note the significant difference in water table dynamics between the two models following rain events in days 281 to 283, which is again related to the way specific yield is handled in MIKE SHE (dynamic values) and MOBIDIC-MODFLOW (static values).

The temporal evolution of the differences in simulated water table depths of MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE is depicted in Figure 4-13. Negative values refer to a shallower water table depths simulated in MOBIDIC-MODFLOW compared to MIKE SHE and positive values show the opposite. The differences are very small (few cm) in most part of the catchment during the winter period where, as precipitation is mostly snowfall. Note that the predicted water table by MOBIDIC-MODFLOW along the cuesta (see Figure 4-1) is quite different than by MIKE SHE (differences reach up to 4 m). This is the zone where large variations in hydraulic conductivity (the transition from North Mountain to Blomidon formations) and topography (steep slope $> 10\%$) exist. The predicted water tables by MOBIDIC-MODFLOW is shallower (dark blue color) in the vicinity of some river reaches (near the cuesta) which is due to the fact that the water depth is uniform along a river reach and subsequently the exchange flow between river and aquifer (based on differences in head) are different than by MIKE SHE, in which river reaches are discretized into computational elements. Also, the predicted water tables in MOBIDIC-MODFLOW in the lower parts of the catchment between months of October to December are deeper compared to the MIKE SHE (yellow parts). This means the specific yield derived by the iterative unsaturated-saturated coupling approach in MIKE SHE is smaller compared to the MOBIDIC-MODFLOW resulting in the shallower water tables as also observed in Figure 4-12.

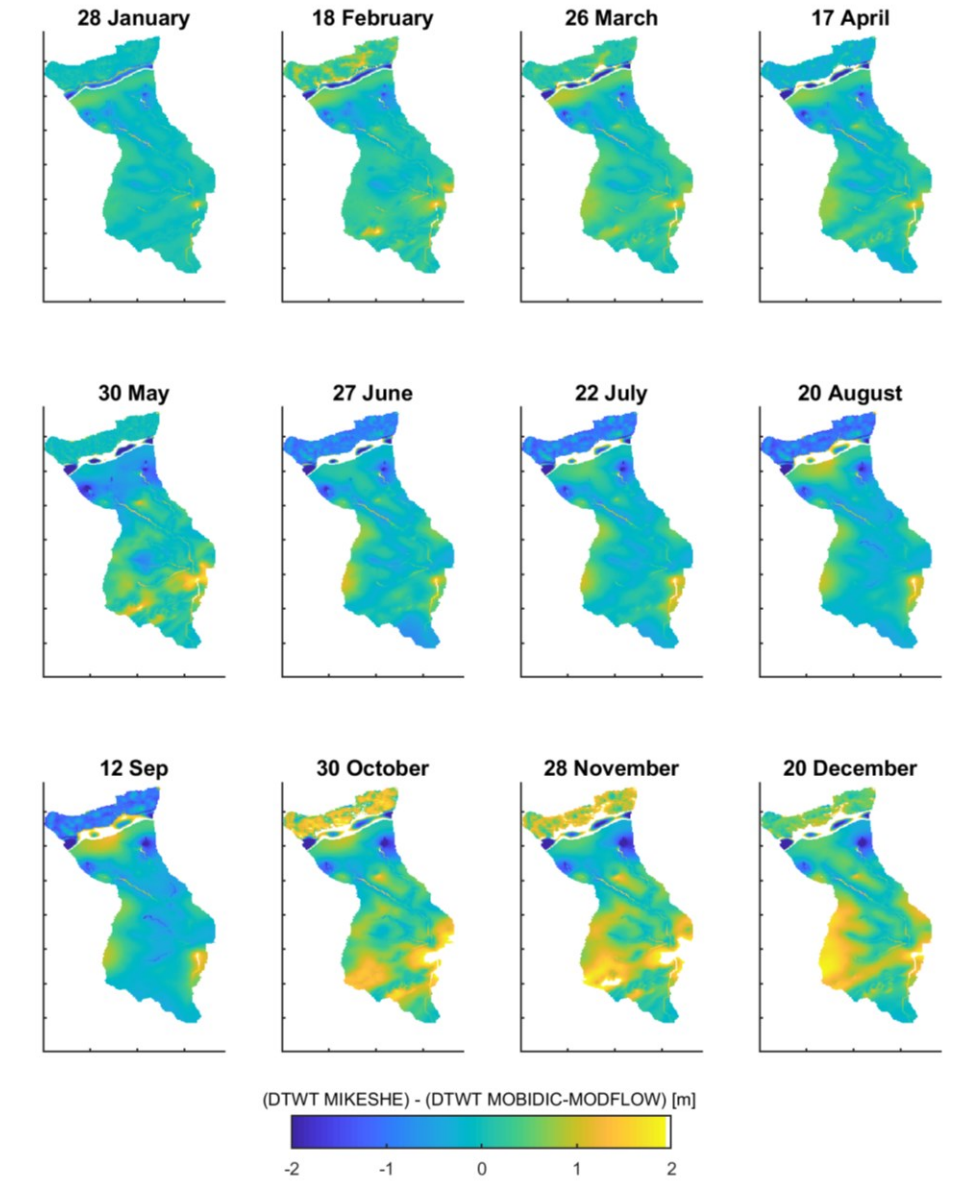


Figure 4-13. Monthly variation of the differences in depth to water table levels of MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE. Positive values: shallower water table with MOBIDIC-MODFLOW; negative values: shallower water table depths with MIKE SHE.

4.8 Conclusion

The interaction between surface water-groundwater zones of the Thomas Brook catchment (Nova Scotia, Canada) was studied using a fully coupled (MIKE SHE) and an externally coupled (MOBIDIC-MODFLOW) surface water-groundwater model. The objective of the study was to assess how the simplified integration approach of groundwater and surface water with MOBIDIC-MODFLOW compares against a physically based model such as MIKE SHE taken

as the reference model in reproducing the spatiotemporal behavior of response variables such as water table levels, streamflow discharges, infiltration rate, and groundwater recharge. The Thomas Brook catchment with complex heterogeneous bedrock and surficial geologic formations and strong variations in elevation values near the North Mountain cuesta allowed detailed assessment of the unsaturated-saturated flow interaction approach of MOBIDIC-MODFLOW in both shallow (southern part) and deep (center and western part) water table cases against a physically based model. Simulations with the two models were based on an identical set of hydrogeological parameter values such as saturated hydraulic conductivity and specific yield. Additional data required for modelling the unsaturated flow using Richards equation and plant roots distribution were based on available regional [Rivard et al. 2012] and local scale field studies [Gauthier et al. 2009]. The coefficients of gravity and capillary reservoirs in MOBIDIC were adjusted as the predicted hydrologic variables with MOBIDIC-MODFLOW closely matched with those of MIKE SHE. With regards to the comparison results of the two models, the following conclusions can be drawn:

- 1- The two models can adequately reproduce catchment scale water balance components such as infiltration, and groundwater recharge. However, the conceptualization of groundwater recharge with a constant spatiotemporal specific yield in the saturated zone in MOBIDIC-MODFLOW resulted in differences in simulated rise and fall of the shallow water table regions of the catchment. For instance, when water table level is about 20 cm deep (grid 1 in Figure 4-12), the moisture deficit in unsaturated soil is close to zero and application of a small melted water during the winter results full saturation of the soil layer in MIKE SHE which wasn't the case in MOBIDIC-MODFLOW.
- 2- Whereas the monthly variations of the groundwater recharge of two models have a similar trend, the calibrated coefficient of the groundwater recharge in MOBIDIC resulted in the depletion of the gravity reservoir during the summer period in relatively deep water table regions in northern and central parts of the catchment. This reflects the limitations associated with the current conceptualization of the groundwater recharge of MOBIDIC for applications in contrasting deep and shallow water table regions of the catchment.
- 3- The differences in simulated water tables of the two models (Figure 4-13) show that MOBIDIC-MODFLOW can closely mimic the water table response simulated by MIKE

SHE if the MOBIDIC is properly parametrized. The differences rarely exceed 1 m in most part of the catchment. However, the regions close to the river have remarkable differences in water table levels which are mainly related to the differences in river bed conductance and the river-aquifer flow exchange between the two models.

- 4- One important advantage of the MOBIDIC-MODFLOW is in its computational efficiency. The simulation of Thomas Brook catchment was 10 times faster with MOBIDIC-MODFLOW than with MIKE SHE using a PC Core i7 with 8 GB RAM. This is of concern in regional scale evaluation of groundwater-surface water interaction studies where the data availability for application of physically based models is also an issue of concern.

CHAPITRE 5 Accounting for varying specific yield in shallow water tables in integrated surface water-groundwater hydrologic models

5.1 Avant-propos

Auteurs et affiliation :

- Mohammad Bizhanimanzar : étudiant au doctorat, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.
- Robert Leconte : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.
- Mathieu Nuth : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.

Date de soumission : 10 Janvier 2019

Revue : Journal of Groundwater

Titre français : Variations de l’emmagasinement spécifique de la nappe phréatique peu profonde dans les modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface et des eaux souterraines

Contribution au document : Les conclusions du chapitre 4 ont montré que l’emmagasinement spécifique est l’un des paramètres clés contrôlant les fluctuations de la nappe phréatique peu profondes. Dans ce chapitre, un emmagasinement spécifique dynamique en fonction des propriétés du sol et de la profondeur de la nappe phréatique est introduit dans MOBIDIC-MODFLOW. L’emmagasinement spécifique dynamique est dérivé sur la base d'un profil de pression quasi-stable dans la zone non-saturée et sa précision est testée dans différentes configurations de types de sol, la forme de la pente et l'inclinaison du substratum rocheux. L’emmagasinement spécifique dynamique introduit dans ce chapitre sera utilisé pour modifications ultérieures de formulation d’interaction de la zone non-saturée et saturée de MOBIDIC-MODFLOW pour les applications de la nappe phréatique peu profonde.

Résumé français : Dans la modélisation des régions où la nappe phréatique est peu profonde, on ne peut plus supposer que l’emmagasinement spécifique est une propriété du sol constante

en raison de sa diminution non linéaire lorsque la nappe phréatique s'élève. Son remplacement par une expression dépendante de la nappe phréatique dans des modèles couplés eaux de surface – eaux souterraines a permis d'améliorer les prévisions, mais on sait peu sur la manière dont les effets individuels et combinés du type de sol, des inclinaisons du substrat rocheux et de la forme de la pente peuvent affecter les avantages acquis avec l'emmagasinement spécifique dynamique. Dans cet article, l'emmagasinement spécifique dynamique est implémenté dans MOBIDIC-MODFLOW pour simuler les niveaux de la nappe phréatique des scénarios de drainage des 21 versants hypothétiques composées de formes différentes (trois convergentes, trois divergentes et une droite), d'inclinaisons du substrat rocheux (5 %, 7% et 10%) et de types du sol (sable, sable loameux, loam sableux et loam). Le comportement du modèle est analysé par comparaison avec MIKE SHE dans lequel les zones non-saturée et saturée sont complètement couplées. Les résultats de la simulation ont révélé que, dans un sol sableux, l'emmagasinement spécifique dynamique peut saisir étroitement les nappes phréatiques de MIKE SHE pour les versants convergentes et divergentes et les faibles conditions du drainage des pentes droites. Toutefois, dans le cas des sols à texture fine, l'augmentation des taux du drainage, que ce soit en raison d'une largeur de débouché plus grande ou des inclinaisons du substrat rocheux, permet de prévoir plus précisément la nappe phréatique en raison de la diminution du temps de drainage. Il a été constaté que la précision des simulations du niveau de la nappe phréatique utilisant l'emmagasinement spécifique dynamique dépend du temps de drainage du profil qui est principalement contrôlé par le type du sol et dans une moindre mesure par les inclinaisons du substrat rocheux.

5.2 Abstract

In shallow water table regions, the specific yield can no longer be assumed a constant soil property due to its nonlinear decrease as the water table rises. Its replacement with a water table dependent expression has shown to improve the water table predictions, however, little is known about how the individual and combined effects of soil types, bedrock inclinations and hillslope

shapes can affect the benefits gained with such dynamic specific yield. In this paper, the dynamic specific yield is implemented in MOBIDIC-MODFLOW to simulate the water table levels of the drainage scenarios of 21 hypothetical hillslopes consisting of different shapes (three convergent, three divergent and one straight), bedrock inclinations (5%, 7%, and 10%), and soil types (sand, loamy sand, sandy loam, and loam). The model's behaviour is analyzed by comparison against MIKE SHE in which the unsaturated and saturated zones are fully coupled. The simulation results reveal that in sandy soil, the dynamic specific yield can closely capture the water tables of MIKE SHE for convergent and divergent hillslopes and low drainage conditions of straight hillslopes. However, for fine textured soils, increase in drainage rates, whether by wider outlet width or bedrock inclinations, results in closer water table predictions due to the decrease in drainage time. It was found that the accuracy of the water table level simulations using the dynamic specific yield depends on the drainage time of the profile, which is mainly controlled by soil type and to a lesser extent to the bedrock inclinations.

5.3 Introduction

Over the last decades, a large variety of the integrated surface and subsurface hydrologic models with different level of complexities have been developed. The key advantage of these models is in their ability to represent the catchment's response in an integrated way considering the interactions between the surface and subsurface flow zones. Such interactions are particularly important in water table dependent hydrologic systems such as wetlands, where the dynamic fluctuations of the shallow water table control the magnitude of the hydrological processes such as saturation excess runoff and evapotranspiration from the unsaturated/saturated zones [Nachabe, 2002].

Specific yield is one of the key parameters in integrated hydrologic models controlling water table fluctuations of an unconfined aquifer. It is often treated as a constant soil property in externally coupled integrated hydrologic models such as SWAT-MODFLOW [Bailey et al., 2016], GSFLOW [Markstrom et al., 2008] and TOPNET-MODFLOW [Guzha, 2008]. However, findings of recent studies show that in humid regions, the specific yield nonlinearly decreases as water table rises and it theoretically reaches zero when the capillary fringe is extended to the soil surface [Abdul and Gillham, 1989; Duke, 1972; Hilberts et al., 2005; Ahmed et al., 2005; Tritscher et al., 2000]. Therefore, replacement of a static specific yield with a

physically based water table dependent expression is important for application of integrated surface water-groundwater models in shallow water table landscapes such as wetlands [Nachabe, 2002].

Assuming uniform hydraulic properties for the soil profile, the specific yield can be described as a function of water table depth if the pressure profile in the unsaturated zone is in quasi steady-state equilibrium that is change from an equilibrium state to another over a change in water table depth. This assumption was initially made by Bierkens [1998] and Duke [1972] among others in order to capture the effect of unsaturated zone in shallow water table behaviour. The analytical expression was later extended to sloping bedrocks by Hilberts et al. [2005] and implemented in hillslope storage Boussinesq (HSB) model [Troch et al., 2003]. The authors assessed the performance of specific yield against observations of 6 m \times 2.5 m convergent and divergent sandy hillslopes and concluded that the dynamic specific yield can better capture the observed water table behaviour compared to the calibrated static specific yield. In another study, Ahmed et al. [2005] used the total measured soil moisture to determine the dynamic behaviour of specific yield in a shallow water table (less than 1.5 m) site in Florida, USA. The specific yield showed a significant decrease as the depth to water table decreased.

Despite the widespread interest in the application of the analytical water table dependent specific yield, little is known about the validity of its underlying assumptions in different soil textures and physiographic characteristics of hillslopes. This is important since the dynamic specific yield is intended as a physically based alternative over the constant one in modelling shallow water table dynamics. Bierkens [1998] stated that the quasi-steady state pressure profile in the unsaturated zone is a reasonable assumption for shallow water table regions since the redistribution of the soil moisture above the water table is rapid. Nachabe [2002] extended the dynamic specific yield concept to large variations of the water table and concluded that the assumption of a quasi steady-state pressure profile in the unsaturated zone may be justified if the water table level changes are small, as the corresponding changes in the water content at the soil surface is negligible. They concluded that the drainage time of the profile, that is the time at which the profile reaches to its equilibrium, is a function of soil hydraulic properties and water table fluctuations. Later in this study, we will evaluate how the drainage time of a system changes in different hillslope configurations and soil types. This is important as our

understanding of the behaviour of specific yield in shallow water tables is limited to few soil types, e.g. fine sand and fine sandy loam [Nachabe, 2002] or sandy soil [Hilberts et al., 2005] and few hillslope configurations. Therefore, for application of the dynamic specific yield approach in integrated hydrologic models, a more comprehensive understanding regarding the individual and combined effects of soil types and hillslope settings is required.

The objective of this study was to implement the dynamic water table dependent specific yield in MOBIDIC-MODFLOW, the externally coupled surface water-groundwater model used in this study; and examine its performance in capturing the water table behaviour in a variety of hillslope and soil type configurations under various drainage scenarios. The simulated water tables were compared against MIKE SHE [Refsgaard and Storm, 1995], a physically based integrated hydrologic model in which the unsaturated and saturated zones are fully coupled. The fully coupled unsaturated-saturated method allows for the model to take into account the dynamical behaviour of specific yield in shallow water table regions. To ensure a consistent intercomparison, the discretizations of hillslopes, as well as the initial and boundary conditions of the two models, were kept identical. Having similar formulations and numerical methods for solving the saturated flow in MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE allowed any difference in the simulated results to be only due to simplifying assumptions in the conceptualization of the unsaturated flow process including the dynamic representation of the specific yield in MOBIDIC-MODFLOW. The dimensions of our hypothetical hillslopes are 100 m long by 11–50 m wide and 3 m thick. The simulations were carried out for different bedrock inclinations (5%, 7% and 10%) and soil types (sand, loamy sand, sandy loam and loam). The bedrock slopes, soil types and hillslope configurations were selected so as to take into account the effect of both geometrical and geological catchment complexity.

The main contribution of this study was to assess the performance of dynamic specific yield in water table predictions in different soil type-bedrock slope and hillslope shape configurations to investigate their individual and combined effects on the water table response. This is important as the dynamic water table dependent specific yield is intended for catchment scale applications where soil types and bedrock topography are spatially heterogeneous. The model performance was evaluated against a physically based fully coupled unsaturated-saturated model, here MIKE SHE, which is a suitable tool – however computationally intensive - for

modelling shallow water table dynamics. Such comparison enabled us to assess whether MOBIDIC-MODFLOW could be considered as a computationally efficient alternative for the physically based models such as MIKE SHE in watershed scale integrated surface water-groundwater mission.

5.4 Models descriptions

5.4.1 MIKE SHE

MIKE-SHE is a physically-based, distributed, integrated surface water-groundwater hydrological model capable of simulating the entire terrestrial part of the hydrological processes such as plant interception, infiltration, evapotranspiration, overland and river flows, unsaturated and saturated flows and their interactions. It is applicable over a wide range of spatial scales from a single soil column to regional-scale catchment studies [Graham and Butts, 2005]. The model has the flexibility to compute the hydrological process with a different level of complexity which makes it suitable for a broad range of applications [Kollet et al., 2017]. The detailed description of the model can be found in Storm [1991] and DHI [2014]. Here we explain the unsaturated flow, saturated flow and coupling procedure between them, as these are the features that were used in the comparative simulations with the proposed model.

5.4.1.1 Unsaturated flow

Flow in unsaturated soil is assumed to be only vertical and it is described either by Richards equation, simplified gravity flow or simple two-layer water balance method [DHI, 2014]. In this paper, we used Richards equation because the proposed changes in MOBIDIC were compared against this equation, as it is the common description of the unsaturated flow in physically based surface-subsurface hydrological models. Richards equation is based on the continuity equation and Darcy's law and is written as follows [Downer and Ogden, 2004]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (5-1)$$

where θ [-] is the volumetric soil moisture, $k(\theta)[LT^{-1}]$ is the unsaturated hydraulic conductivity as a function of soil moisture, $\psi[L]$ is the suction head (negative), $z[L]$ is the elevation in vertical the direction (z is positive upwards), and $S[T^{-1}]$ is the root uptake term. The numerical solution of the unsaturated flow in MIKE-SHE is based on an implicit finite

difference method in which the unsaturated soil profile is discretized into computational nodes and the discretized equation is solved using prescribed upper and lower boundary conditions [DHI, 2014].

5.4.1.2 Saturated flow

Flow in saturated soil is described by either the linear reservoir method (conceptual scheme) or the finite difference method, which employs three-dimensional saturated flow equation as [DHI, 2014]:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5-2)$$

where K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} [LT^{-1}] are the saturated hydraulic conductivity along the x, y and z axes, respectively. $h[L]$ is the groundwater head, $Q[T^{-1}]$ is the source/sink term and S is the storage coefficient[—]. The storage coefficient switches between specific yield (or drainable porosity), S_y , for unconfined aquifers and specific storage, S_s , for confined aquifers [DHI, 2014]. The implicit finite difference approximation of equation (2) is solved iteratively, either by the Preconditioned- Conjugate Gradient (PCG) method or the Successive Over Relaxation (SOR) technique. In this study the former was used, which is identical to the PCG solver implemented in MODFLOW (DHI 2014).

5.4.1.3 Unsaturated-Saturated zone (UZ-SZ) coupling

In MIKE SHE, the unsaturated and saturated zones are explicitly coupled, that is they run separately and the corresponding flux into/from groundwater links the two zones. Considering different representative time steps associated with unsaturated and saturated flows (minutes to hours in unsaturated flow and daily to monthly for saturated flow calculations), this coupling approach allows using different time steps for the two modules which keeps the computational process less expensive compared to the implicit coupling of the unsaturated-saturated zones [Zhu et al., 2012].

The dynamic variations of the specific yield in MIKE SHE are handled using an iterative water table correction procedure. At each time step, using the water table level from the previous time step, Richards equation is solved and the cumulative mass balance error of the soil column is calculated. The magnitude of the cumulative error determines whether or not the water table

level has to be corrected. If the cumulative error falls below the prescribed threshold, the generated mass balance error is considered acceptable and the calculation process advances to the next unsaturated time step. However, if the cumulative error exceeds the acceptable threshold, the water table has to be raised or lowered. This is identified based on the sign of the cumulative error as a negative (positive) value means there is a moisture deficit (excess) in the soil profile and the water table is raised (lowered). Using the adjusted water table level, the unsaturated flow calculation is repeated and the cumulative error is recalculated. The procedure continues until the cumulative error falls below the prescribed threshold. The water table adjustment will be converted to a flux term that is, by multiplying to the specific yield of the saturated zone and will be added as a source/sink flux term in the next saturated zone time step.

5.4.2 MOBIDIC-MODFLOW

MOBIDIC [Castelli et al., 2009] is a spatially distributed hydrological model that was developed to simulate hydrological processes as a system of multiple inter-connected reservoirs. The key advantage of the model lies in its simplicity in conceptualizing unsaturated flow processes, which makes it less computationally demanding [Castillo et al., 2015]. The unsaturated and saturated flows and their coupling procedure are detailed in the next section.

5.4.2.1 Unsaturated flow

Unsaturated soil in MOBIDIC is simplified as a layer composed of two inter-connected reservoirs i.e., gravity and capillary, W_g and W_c , respectively (Figure 5-1). Such conceptualization intends to account for two forces (gravity and capillary) acting in the unsaturated zone. The gravity reservoir holds water in larger pores (above field capacity) and interacts with the saturated zone via groundwater recharge. It can also transfer moisture to the capillary reservoir and has a lateral flux to downstream cells [Castillo et al., 2015]. The capillary reservoir holds soil moisture in finer pores (below field capacity) and delivers water to the plant roots. It can also gain water from the capillary rise in shallow water table regions [Castillo et al., 2015]. The moisture capacities of the gravity and capillary reservoirs are parameters of the model and are defined as:

$$W_{gmax} = d. (\theta_{sat} - \theta_{fld}) \quad (5-3)$$

$$W_{cmax} = d. (\theta_{fld} - \theta_{res}) \quad (5-4)$$

where $d[L]$ is the soil layer thickness, $\theta_{sat}[-]$, $\theta_{fld}[-]$, $\theta_{res}[-]$ are the water content at saturation, field capacity and residual level which are determined based on soil type classification by, e.g. Rawls et al. [1982]. At each time step, the available water at the soil surface (net precipitation plus ponded water on the soil surface) is determined. The infiltration rate takes the minimum value between the saturated hydraulic conductivity $[LT^{-1}]$, the allowable moisture capacity in the gravity reservoir and the available water on soil surface within the time step $[LT^{-1}]$.

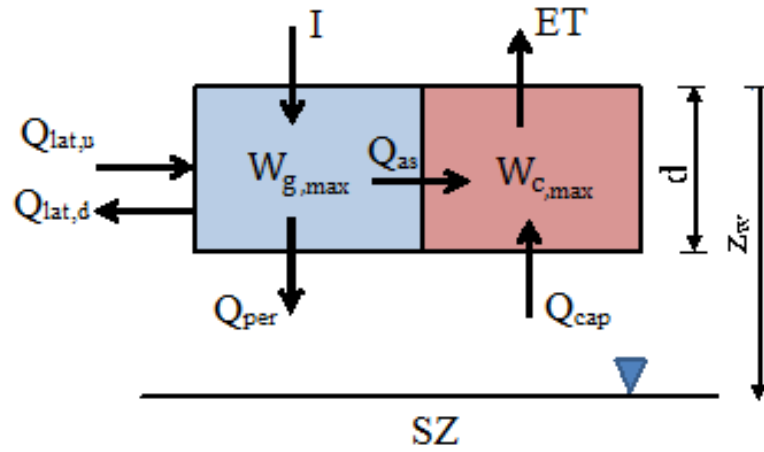


Figure 5-1. Schematic representation of the hydrological processes of a single cell in MOBIDIC [after Castillo, 2014]. I: infiltration, ET: evapotranspiration, $Q_{lat,u}$ and $Q_{lat,d}$ stands for lateral redistribution of flux from upstream cells and to the downstream cells, respectively. Q_{per} : percolation to groundwater. Q_{cap} : capillary rise, $W_{g,max}$ and $W_{c,max}$: moisture capacity of gravity and capillary reservoirs. d : modeled soil layer and Z_w : depth to water table measured from soil surface.

The infiltrated water replenishes the gravity reservoir. Absorption flux (moisture that is extracted by capillary reservoir from gravity reservoir) is calculated as [Castillo et al., 2015]:

$$Q_{as} = \min \left\{ W_g + I, \kappa \cdot \left(1 - \frac{W_c}{W_{c,max}} \right) \right\} \quad (5-5)$$

where $\kappa (0 \leq \kappa \leq 1)$ is a coefficient that controls the rate of the moisture transfer between the two reservoirs. Finer soils typically have higher κ because of the low moisture percolation gradient. Next, the recharge to groundwater is calculated, which is a function of water table level Z_w , W_g and $W_{g,max}$ [Castillo et al., 2015]:

$$W_{g,u} = W_g + I - Q_{as} \quad (5-6)$$

$$Q_{per} = \begin{cases} \min \left\{ \gamma \cdot W_{g,u}, \frac{[W_{g,u} + (\frac{z_w}{d} - 1) \cdot W_{g,max}]}{dt} \right\} & \text{if } z_w \geq 0 \\ \min \left\{ \frac{(W_{g,max} - z_w - W_{g,u})}{2dt}, (W_{g,max} - W_{g,u})/dt \right\} & \text{if } z_w < 0 \end{cases} \quad (5-7)$$

where $\gamma (0 \leq \gamma \leq 1)$ is a coefficient that controls the rate of groundwater recharge and z_w is depth to water table (positively downward). The available moisture storage in the gravity reservoir can also contribute to lateral flux to the adjacent soil column and is calculated based on a linear equation [Castillo et al., 2015]:

$$Q_{lat} = \beta \cdot (W_{g,u} - Q_{per}) \quad (5-8)$$

where $\beta (0 \leq \beta \leq 1)$ is a coefficient that determines the rate of lateral flow and $W_{g,u}$ is the updated moisture state in the gravity reservoir after reduction of groundwater recharge. The conceptual dual reservoir representation of the unsaturated zone in MOBIDIC eliminates the vertical discretization of the soil profile and subsequent short time steps imposed for the stable solution of Richards equation which makes the model structure parsimonious yet computationally efficient [Castillo et al., 2015].

5.4.2.2 Saturated flow

Saturated flow in MOBIDIC-MODFLOW is described by MODFLOW [Harbaugh et al., 2000] a widely used physically-based three-dimensional groundwater model. The package-based structure of MODFLOW makes it flexible for integrated hydrologic modelling as it has been involved in recently developed integrated hydrological models e.g., SWAT-MODFLOW [Bailey et al., 2016], GSFLOW [Markstrom et al., 2008], and TOPMODEL-MODFLOW [Guzha, 2008]. Both MIKESHE and MOBIDIC-MODFLOW have a similar formulation and numerical solution of the saturated flow which ensures the discrepancies in the predicted water tables to be only due to the quasi steady-state pressure profile in the unsaturated zone made for the derivation of the dynamic specific yield.

5.4.2.3 Coupling unsaturated and saturated zones

The unsaturated and saturated zones in MOBIDIC-MODFLOW are coupled based on the sequential coupling approach. Unlike MIKE SHE, the simulations with MOBIDIC-MODFLOW is performed based on a daily time step. At each time step, the calculation of the hydrological processes in the unsaturated zone (in MOBIDIC) is performed based on the water

table level determined in MODFLOW from the proceeding time step. The calculated groundwater recharge in MOBIDIC is then applied as the upper boundary condition of the corresponding computational grid and the simulated water table level in MODFLOW is transferred for the calculation of the hydrological processes in the subsequent time step.

5.5 Implementation of the dynamic specific yield in MOBIDIC MODFLOW

Specific yield can be defined as the change in total moisture storage with respect to the change in the water table depth as [Hilberts et al., 2005]:

$$S_y = \frac{dS}{dh} \quad (5-9)$$

Where the $dS[L] = dU_s + dS_s$ is the total moisture storage change in the unsaturated (dU_s) and saturated (dS_s) zones shown in Figure 5-2. Assuming a quasi-steady pressure profile in the unsaturated zone, the moisture storage capacities of the gravity and capillary reservoirs W_{gmax} and W_{cmax} as well as W_g and W_c are updated based on the corresponding water table depth of the soil profile. Moreover, since the unsaturated moisture profile is in quasi-equilibrium state, the groundwater recharge during the drainage period is zero. The moisture storage in the unsaturated zone is defined as [Acharya et al., 2012]:

$$U_s = \int_h^{z_s} (\theta(\psi) - \theta_{res}) dz \quad (5-10)$$

where $U_s[L]$ is the moisture storage in the unsaturated zone, $h[L]$ is the water table level, $z_s[L]$ is the soil surface elevation, $\theta_r[-]$ is the residual water content. Adopting the [Brooks and Corey, 1964] soil water retention model, the equilibrium moisture profile is defined as:

$$\begin{cases} \theta(\psi) = \theta_{res} + (\theta_{sat} - \theta_{res}) \left(\frac{\psi_1}{\psi} \right)^m & \psi > \psi_1 \\ \theta_{sat} & \psi \leq \psi_1 \end{cases} \quad (5-11)$$

where $\theta_s[-]$ is the water content at saturation, $\psi_1[-]$ is the bubbling pressure, $m[L]$ is the pore size distribution index. Replacing $\theta(\psi)$ in equation 5-11 into 5-10 yields:

$$U_s = \int_{h+\psi_1}^{z_s} (\theta_{sat} - \theta_{res}) \left(\frac{\psi_1}{\psi} \right)^m dz \quad (5-12)$$

The unsaturated zone in this model is extended from the soil surface to $h + \psi_1$. The capillary fringe is added to the saturated moisture storage as:

$$S_s = (\theta_{sat} - \theta_{res})(h + \psi_1 - z_b) \quad (5-13)$$

The quasi steady pressure profile in the unsaturated zone links the variable h in equation 13 to ψ in equation 5-12 as (Hilberts, Troch, and Paniconi 2005):

$$\psi = (h - z) \quad (5-14)$$

Replacing equation 5-14 into 5-12 and integrating over the unsaturated thickness of the soil layer yields:

$$U_s = -(\theta_{sat} - \theta_{res}) \left(\frac{\psi_1^m}{1-m} \right) \{ (h - z_s)^{1-m} + \psi_1^{1-m} \} \quad (5-15)$$

The summation of (15) and (13) yields the total moisture storage of the soil profile as:

$$S = U_s + S_s = \left\{ -(\theta_{sat} - \theta_{res}) \left(\frac{\psi_1^m}{1-m} \right) ((h - z_s)^{1-m} + \psi_1^{1-m}) \right\} + (\theta_{sat} - \theta_{res})(h + \psi_1 - z_b) \quad (5-16)$$

The first order derivation of the (5-16) with respect to h results in dynamic specific yield as:

$$S_y = (\theta_{sat} - \theta_{res}) \left(1 - \left(\frac{\psi_1}{h - z_s} \right)^m \right) \quad (5-17)$$

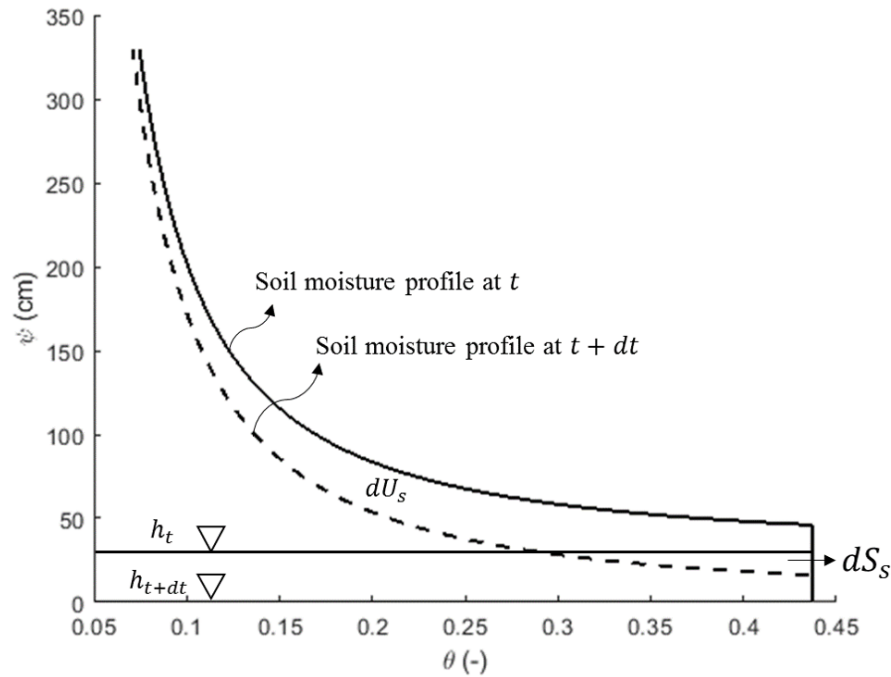


Figure 5-2. Variations in unsaturated and saturated moisture storages of a sandy soil as a result of water table drop between the time steps t (solid line) and $t + dt$ (dashed line) assuming no hysteresis effect.

Equation 5-17 shows that as the water table rises, the specific yield decreases and it approaches zero when the water table is in the capillary fringe zone [Nachabe, 2002]. On the other side, as the water table becomes deeper, the specific yield increases and it approaches $\theta_{sat} - \theta_{res}$ for very deep water tables. The nonlinear relation between the specific yield and depth to water table given in Equation 5-17 shows that the constant specific yield often made in externally coupled hydrologic models is justified only for very deep water tables where changes in unsaturated moisture storage as a result of water table drop is very small and the specific yield can be assumed to be $\theta_{sat} - \theta_{res}$. The variation of S_y with water table depth for the four soil types used in this study (parameter values are specified in Table 5-1) are plotted in Figure 5-3. It can be seen that for depths to water tables smaller than capillary fringe thickness, the specific yield converges to zero and approaches to $\theta_{sat} - \theta_{res}$ as depth to water table increases. From figure 5-3 it can be seen that the sandy soil show a very quick increase in the value of specific yield as the depth to water table increases which is due to its low moisture retention capacity compared to loamy soil. Consequently, the effect of capillarity and unsaturated moisture storage

in the specific yield for sandy soil is small and specific yield can quickly reach to its ultimate value [Hilberts et al., 2005].

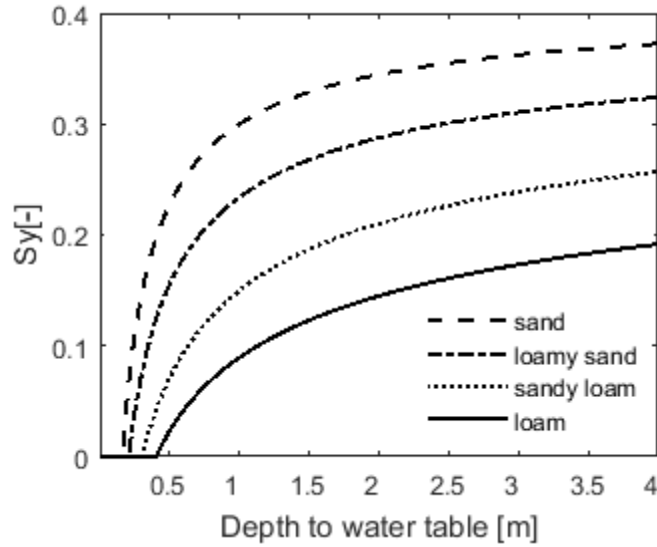


Figure 5-3. Variation of specific yield with water table based on Equation 5-17 for sand, loamy sand, sandy loam and loamy soil used in this study.

In order to implement the dynamic specific yield (equation 5-17) in MOBIDIC-MODFLOW, the unsaturated flow scheme of MOBIDIC was revised to be consistent with the quasi-equilibrium pressure profile assumption. First, the vertical extension of the unsaturated zone (d in equations 5-3 and 5-4) were replaced with z_w . Consequently, the water table declines during the drainage period leads to the extension of the unsaturated layer. As such, the moisture storage capacities of the gravity and capillary reservoirs are determined using the equations 5-3 and 5-4, but with replacement of d with z_w . On the other side, the available moisture in the gravity and capillary reservoir i.e., W_g and W_c are determined based on the equilibrium moisture profile from the water table to the soil surface. Also, since the unsaturated pressure profile is in quasi-steady state, the groundwater recharge during the drainage period is zero. However, this is not the case in the complete unsaturated-saturated solution provided in MIKE SHE as the groundwater recharge is determined from the change in the moisture profile of the unsaturated zone. Also, in order to make the structure of the two models comparable (one-dimensional Richards' equation in MIKE-SHE against the conceptual dual reservoir mode of MOBIDIC), it is further assumed that moisture in the gravity reservoir is redistributed only in the vertical direction ($\beta = 0$ in Equation 5-8). As it was outlined in section 5.4.2.3, the solution process in

MOBIDIC-MODFLOW is based on a daily time step. Therefore, the implementation of equation 5-17 in MOBIDIC-MODFLOW means that the unsaturated zone reaches to its equilibrium at each day and the simulated water tables allows to measure how the drainage time might be shorter or longer than a day in different soil type-hillslope shape configurations in comparison to the complete unsaturated-saturated solution provided in MIKE SHE.

Table 5-1. Hydraulic properties of the soil types used in this study; (based on Rawls et al. 1982).

Parameter	Sand	Loamy sand	Sandy loam	Loam
θ_{sat}	0.437	0.437	0.453	0.463
θ_{fld}	0.091	0.125	0.207	0.270
θ_{res}	0.02	0.035	0.041	0.027
K_s [cm/hr]	21	6.11	2.59	1.32
ψ_1 [cm]	15.98	20.58	30.2	40.12
m	0.694	0.553	0.378	0.252

5.6 Test case description

5.6.1 Hypothetical hillslopes

The accuracy of the dynamic specific yield implemented in MOBIDIC-MODFLOW was assessed by comparing the simulated water table levels against MIKE SHE in seven hypothetical hillslopes shown in Figure 5-4. The hillslopes have 100 m long and the outlet width ranges from 11 m to 31 m. A 3 m soil layer overlying impermeable bedrock constituted the subsurface soil layer of the hillslopes considered in this study. The bedrock slopes were 5%, 7% and 10%. We limited the maximum bedrock slope tested to 10%, since it has been shown that the assumption of horizontal streamlines of groundwater flow [Dupuit, 1848] can be a good approximation for sloped unconfined groundwater flow if the bedrock slope is less than 10% [Wang, et al., 2014]. Therefore, the 10% bedrock inclination was used as the maximum slope below which the assumption of horizontal saturated flow of both models (MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW) was likely to be valid.

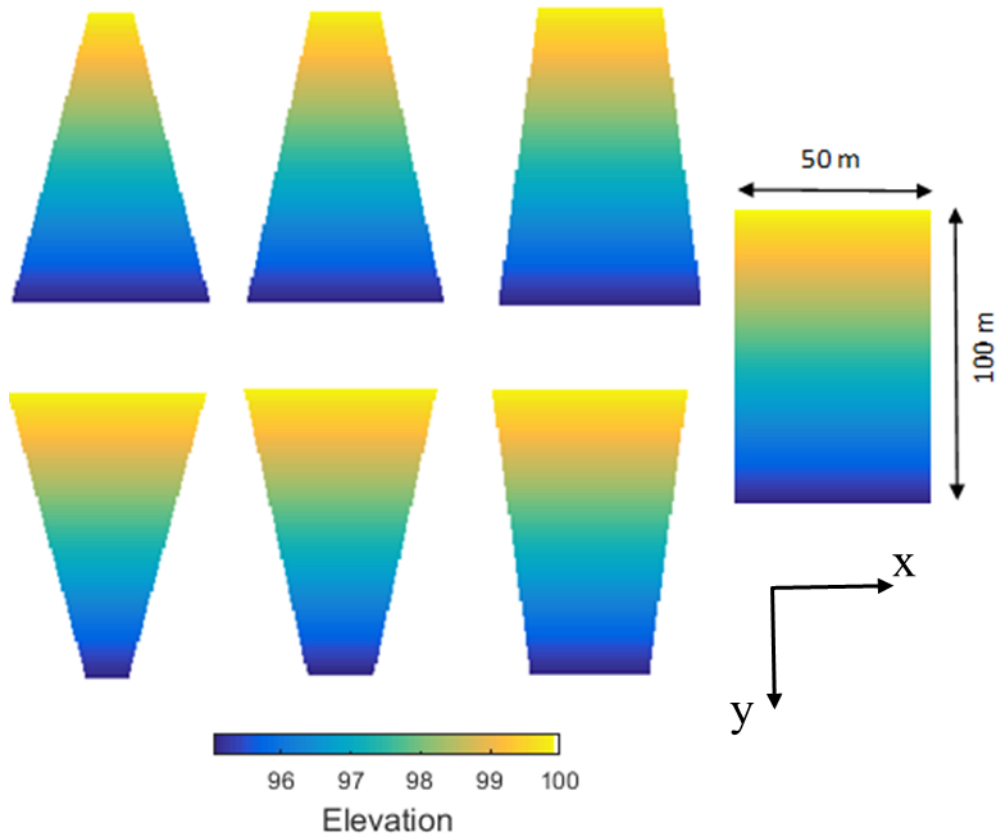


Figure 5-4. Plan shape of the hillslopes used in this study: (a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight hillslopes.

5.6.2 Soil hydraulic properties

The hydraulic properties of the soils used in this study are given in Table 5-1. The water retention characteristics model of Brooks and Corey [1964] (Figure 5-5) was used in MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE since the water contents at field capacity of soils required for MOBIDIC can be determined from soil texture database [e.g., Rawls et al., 1982].

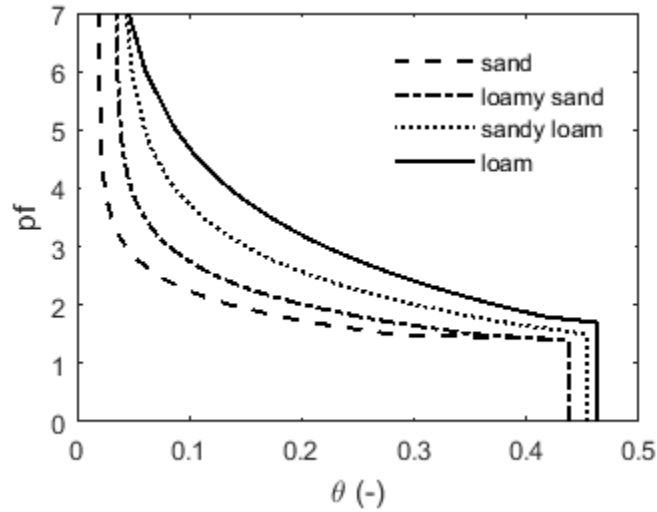


Figure 5-5. Water retention curve of the sand, loamy sand, sandy loam and loamy soil used in this study based on the model of Brooks and Corey [1964] and parameter values given in Table 5-1.

5.6.3 Initial and boundary conditions

A set of constant rainfall rates (Table 5-2) was applied at the soil surface until the system reached to its steady state condition. Then the drainage periods began from this initial steady state condition and continued for 70 days. The required time to reach the steady state depended on soil type, hillslope shape and bedrock slopes and was usually about 5–6 months. It is worth mentioning that, for the convergent case, due to its narrower outlet width (particularly for hillslope shape d), the rainfall rates were small (compared to the other hillslope configurations) to avoid a complete saturation of the soil layer. As discussed earlier, if the depth to water table level is smaller than the capillary fringe, the specific yield converges to zero (see Equation 5-17). Therefore, the rainfall rates were selected to have a water table deeper than the capillary fringe of the corresponding soil types. The boundary condition on the downhill side of the hillslopes is $h(0, t) = 0$, and all the other sides (except the soil surface) have a no-flow condition.

Table 5-2. Applied rainfall rates [mm/day] to obtain the steady state condition for the different hillslope settings and soil types.

Soil type/plan shape	Straight			Convergent			Divergent		
	5%	7%	10%	5%	7%	10%	5%	7%	10%
Sand	10	10	10	5	5	5	10	10	10
Loamy sand	2	2	2	1	1	1	2	2	2
Sandy loam	1	1	1	0.5	0.5	0.5	1	1	1
Loam	0.5	0.5	0.5	0.25	0.25	0.25	0.5	0.5	0.5

5.7 Results and discussion

The simulated water table levels of MOBIDIC-MODFLOW and MIKE SHE for the four soil types introduced in Table 1 are shown in Figures 5-6 to 5-9. The plotted water tables are averaged for the centerlines of the hillslopes to better illustrate the effect of soil types and hillslope shapes on the simulated responses. In Table 5-3, the mean absolute error of predicted water tables of MOBIDIC-MODFLOW against MIKE SHE for the 70 days of drainage is given. The close match between the predicted water tables of the two models in convergent and divergent hillslopes for sandy soil demonstrates the performance of the dynamic specific yield in capturing the water table response. This further means that the drainage time of the system for these cases is close to a day, which is implicit to the simulations of MOBIDIC-MODFLOW. From Figure 5-6, it can be seen that an increase in bedrock slope from 5% to 10% results in decrease in drainage time of the system and consequently increases the discrepancies between the two models. For example, the Mean Absolute Error (MAE) for the hillslope shape d, increases from 0.003 m to 0.01 m as bedrock slope increases from 5% to 10%. Similarly, increase in outlet widths results in a decrease in drainage time and consequently, increases the MAE of the predicted water tables of MOBIDIC-MODFLOW. For example, increase in outlet width from 11 m to 31 m in convergent hillslopes (case d to f) with the bedrock slope of 5% yields an increase in MAE from 0.03 m to 0.05 m or in case of divergent hillslopes, the MAE increase from 0.009 m to 0.01 m in bedrock slope of 7%.

As the water table declines, the drainage time increases and, thereby, the discrepancies between the predicted water tables of the two models tend to increase, although the effect of bedrock slope in these convergent and divergent cases are very small, meaning the drainage time of these hillslope shapes are not much affected by this factor. Also, as the profile drains faster, the drainage time decreases and therefore, the error between the two models are larger for straight hillslopes than the convergent and divergent cases. In case of 10% bedrock slope for the straight hillslope, the drainage time is shorter than a day, because, there is an overestimation of the predicted water tables of MOBIDIC-MODFLOW compared to MIKE SHE. From Figure 6, one can conclude that for sandy soil with low retention capacity, the accuracy of the water table prediction with the dynamic specific yield is decreased as the system drains faster due to the decrease in drainage time of the system.

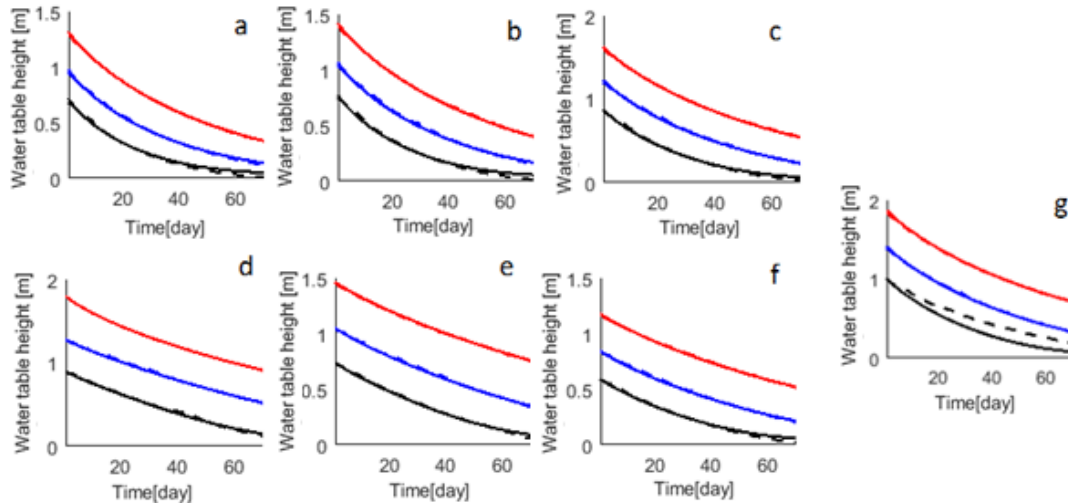


Figure 5-6 . Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and sandy soil simulated with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW(dashed).

The simulated water tables of the hillslopes for the loamy sand soil are plotted in Figure 5-7. Comparing the water tables of Figures 5-7 and 5-6, one can see that the dynamic specific yield can closely mimic the expected response when the water table is shallow. However, when the water table drops, the unsaturated soil takes longer than a day to reach to its new equilibrium state and thereby, the water table levels of MOBIDIC-MODFLOW are deeper than MIKE SHE. From Figure 5-7, one can see that the effect of bedrock inclinations on drainage time of the loamy sand is small. However, since the drainage time is longer than a day, increase in bedrock

slope results in closer water table predictions of MOBIDIC-MODFLOW. For example, in the case of straight hillslope, increase in bedrock inclination from 5% to 10%, results in a decrease in mean absolute error from 0.04 m to 0.02 m. From Figure 5-7, one can see the slight changes in the closeness of the water table predictions between different convergent hillslope shapes. For example, the MAE between the hillslope profiles d, e, and f for all the bedrock slopes is the same. However, in the divergent cases (hillslopes a to c), the effect of hillslope shapes are slightly larger as for example, the MAE for the bedrock slope of 10% decrease from 0.03 m to 0.01m from hillslopes a to c.

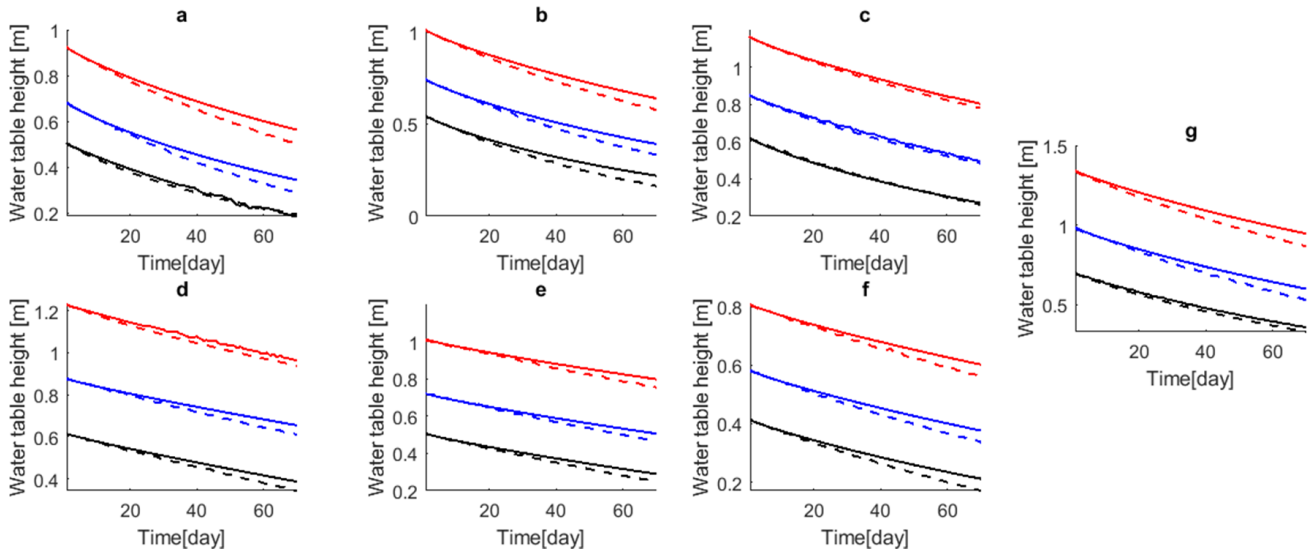


Figure 5-7. Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and loamy sand soil with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW(dashed).

Table 5-3. Mean Absolute differences [m] of simulated water tables of MOBIDIC-MODFLOW compared to MIKE SHE.

plan shape	Sand			Loamy sand			Sandy loam			Loam		
	5%	7%	10%	5%	7%	10%	5%	7%	10%	5%	7%	10%
a	0.003	0.009	0.01	0.03	0.03	0.02	0.07	0.06	0.06	0.10	0.09	0.08
b	0.005	0.009	0.01	0.03	0.03	0.03	0.07	0.07	0.06	0.11	0.1	0.09
c	0.005	0.01	0.02	0.01	0.01	0.005	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06
d	0.003	0.008	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05
e	0.004	0.008	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06
f	0.005	0.008	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06
g	0.008	0.009	0.12	0.04	0.03	0.02	0.09	0.07	0.03	0.12	0.11	0.06

As the effect of soil capillarity increases, the discrepancies between the simulated water tables of the two models increases, especially in deeper water tables, which demonstrates the effect of soil retention capacity on the drainage time of the system. The simulated water tables of the two models for sandy loam and loamy soils presented in Figures 5-8 and 5-9 shows that unlike the sandy soil, the increase in bedrock slope for these soils results in closer prediction of the water tables with MOBIDIC-MODFLOW showing a closer drainage time for the two model. For example, in case of straight hillslope, an increase in bedrock slope from 5% to 10% for sandy loam soil resulted in a decrease in the mean absolute error of the predictions from 0.09 m to 0.03.

For the same case in a loamy soil, the decrease is from 0.12 m to 0.06 m. This means that for these soil types, even with 10% slope, the drainage time of the system is longer than a day and hence the water tables are underestimated by MOBIDIC-MODFLOW. The effect of a longer drainage time for deeper water tables is more evident in loamy soils with high retention capacity and low drainage rate compared to the sandy soil, where the sharp transition between the

unsaturated and saturated zones (see Figure 5-5) causes the effect of the unsaturated zone on the drainage rates to be small.

From Figures 8 and 9, one can see that the effect of bedrock slopes and hillslope shapes for these soils are larger than the sandy soil as for example, the MAE for the divergent case a in loamy soil with the bedrock slope of 5%, decreases from 0.1 m to 0.06 m. However, similar to the loamy sand soil, the MAE in convergent cases in loamy soils does not change between hillslope shapes of d to f.

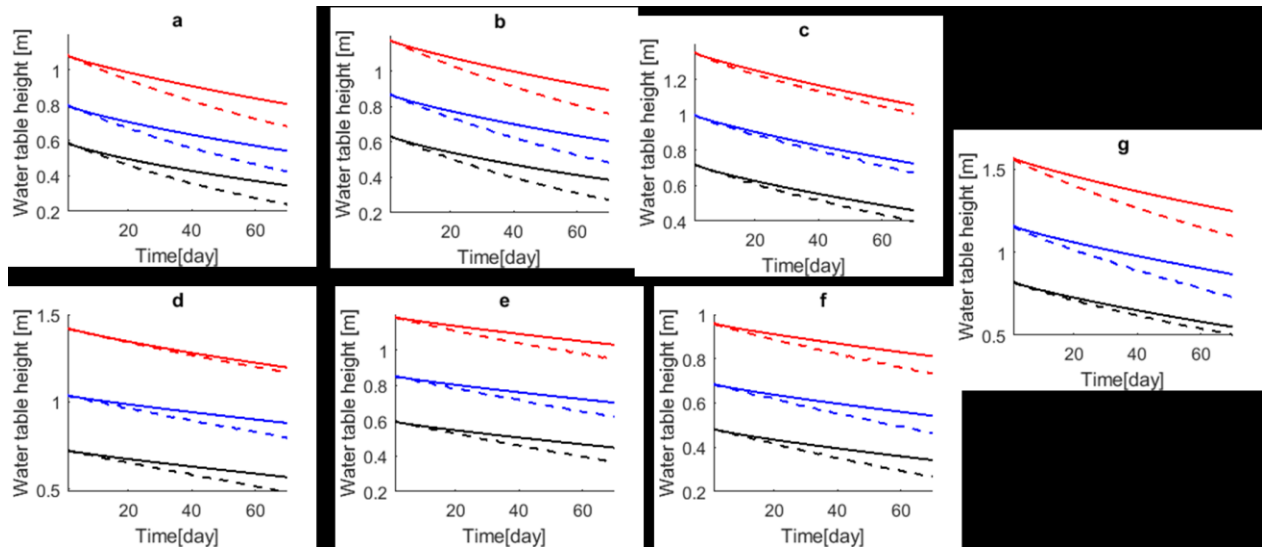


Figure 5-8. Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and sandy loam soil with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW(dashed).

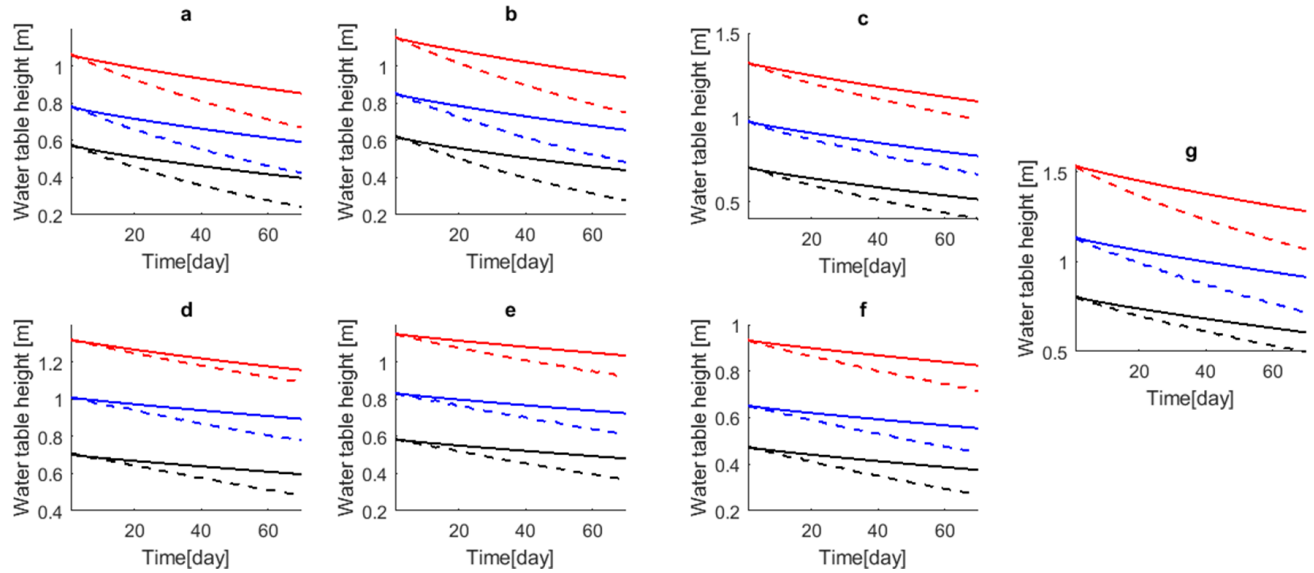


Figure 5-9. Simulated water tables for seven ((a, b, c) divergent, (d, e, f) convergent and (g) straight) hillslope configurations for 5% (red), 7% (blue) and 10% (black) bedrock inclinations and loamy soil with MIKESHE (solid) and MOBIDIC-MODFLOW (dashed).

The findings of this study enhance our understanding about the combined effect of soil hydraulic properties and hillslope shape on the behavior of a water-table-dependent specific yield. Comparison of the simulated water tables of MOBIDIC-MODFLOW against those of MIKESHE showed that for sandy soil, an increase in drainage rate due to either a steeper bedrock slope or wider outlet width, increases the discrepancy between the two models. A similar conclusion was drawn by Hilberts et al. [2005] as they stated that the assumption of quasi-steady pressure profile made in the derivation of the dynamic specific yield is justified when water table movement is slow. However, the simulation results of this study showed that as the effect of soil capillarity increases, increase in drainage rate can improve the predicted water tables using the dynamic specific yield. This is due to the high retention capacity of the fine-textured soils which causes the drainage rate of the system for these soils to be long. Therefore, application of the dynamic specific yield with a uniform time step (daily in our case) for the calculation of the unsaturated and saturated flows in externally coupled models is reasonable if the selected time step length is close to the drainage time which is controlled by combined effect of hillslope shape and bedrock slope. Whereas the daily time step in MOBIDIC-MODFLOW showed to closely capture the water table levels of MIKESHE in sandy soil, such time step seem to be shorter than drainage time for the loamy soil resulting an underestimation of the predicted water tables of MOBIDIC-MODFLOW.

5.8 Conclusions

In this paper, a dynamic water table dependent specific yield based on quasi steady pressure profile in the unsaturated zone was incorporated in MOBIDIC-MODFLOW to investigate the individual and combined effects of soil type and hillslope plan shape on the performance of water table predictions against the physically-based MIKE SHE model, in which the unsaturated and saturated zones are iteratively coupled. To this aim, a series of drainage simulations in seven convergent, divergent, and straight hillslopes with different soil types (sand, loamy sand, sandy loam and loam) and bedrock inclinations (5%, 7%, and 10%) were performed. The numerical experiments were designed as to take into account the effect of both geometrical and geological catchment complexities. A series of uniform rainfall rates were applied at the soil surface until the system reached to its steady state, followed by an interrupted drainage period of 70 days. The dual reservoir unsaturated flow module of MOBIDIC was revised as to be consistent with the quasi-steady pressure profile assumed in the derivation of the dynamic specific yield. The simulations with MOBIDIC-MODFLOW were based on a daily time step. However, in MIKE SHE, the unsaturated and saturated modules were run based on one minute and one hour time steps, respectively. Comparison of the simulated water tables of the two models showed that for sandy soils, the dynamic specific yield can closely mimic the water table response of MIKE SHE, except for the straight hillslope with 10% bedrock slope, as MOBIDIC-MODFLOW overestimated the water table levels due the drainage time shorter than a day (MOBIDIC-MODFLOW running at a daily time step). As the soil capillarity behaviour increases, the discrepancies in the simulated water table levels of the two models are increased, especially for deeper water tables. The comparison of the water tables of MOBIDIC-MODFLOW against those of MIKE SHE showed that the drainage time of the sandy loam and loamy soil is longer than the daily time step of MOBIDIC-MODFLOW and therefore simulations with a uniform daily time step in MOBIDIC-MODFLOW lead to an underestimation of the water table, especially as the water table becomes deeper. Therefore, for applications of a dynamic specific yield approach in externally coupled models with uniform time step for the unsaturated and saturated flow modules, errors in water table level are affected by the drainage time which depends on soil type and hillslope shape. If the dynamic specific yield is aimed to be applied for regions with loamy soil, any increase in the rate of drainage can improve the predicted water tables of the dynamic specific yield due to the decrease in long drainage time of loamy soils.

This, can be achieved by either steeper bedrock slope or larger outlet widths. However, for sandy soils where the drainage rate is rapid, the drainage time of the system is not far from a day and hence the simulated water table responses of MOBIDIC-MODFLOW can closely mimic those of MIKE SHE.

One advantage of including a physically based expression for specific yield is that specific yield is no longer a calibration parameter of the model, which increases its potential as a simplified alternative to complex physically based integrated surface-subsurface hydrological models. Another advantage of the conceptual unsaturated-saturated interaction scheme of MOBIDIC-MODFLOW is in its computational efficiency which is originated from eliminating fine spatiotemporal discretizations of the system required by the Richards equation based approaches. In addition, accurate simulation of water table levels under such assumptions is important in capturing the saturation excess runoff, as outlined by Hilberts et al. [2005]. The current analysis was based on a zero-recharge assumption (the simulation started after a steady state UZ-SZ system) and the iterative water table correction procedure in MIKE SHE was compared against quasi steady pressure profile assumption made in the derivation of dynamic specific yield in MOBIDIC-MODFLOW. Future work will focus on testing the validity of the approach in recharge scenarios and real-world rainfall-runoff simulations (catchments) by comparison to observed data and physically based integrated surface-subsurface hydrological models.

CHAPITRE 6 Modelling of shallow water table dynamics using conceptual and physically based integrated surface water-groundwater hydrologic models

6.1 Avant-propos

Auteurs et affiliation :

- Mohammad Bizhanimanzar : étudiant au doctorat, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.
- Robert Leconte : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.
- Mathieu Nuth : professeur, Université de Sherbrooke, Faculté de génie, Département de génie civil.

Date d'acceptation : 7 Avril 2019

État de l'acceptation : version finale acceptée

Revue : Hydrology and Earth System Sciences

Titre français : Modélisation de la dynamique des nappes phréatiques peu profondes à l'aide de modèles hydrologiques intégrés des eaux de surface et des eaux souterraines conceptuels et à base physique.

Contribution au document : Dans ce chapitre, le schéma d'interaction de zones non-saturée et saturée de MOBIDIC-MODFLOW est modifié pour la modélisation des régions avec une nappe phréatique peu profonde. À cette fin, l'emmagasinement spécifique dynamique dérivé au chapitre 5, ainsi que la modification du calcul de la recharge des eaux souterraines, sont introduits dans MOBIDIC-MODFLOW et son applicabilité dans des cas à deux-dimensions et trois-dimensions est évaluée.

Résumé français : Nous présentons un nouveau schéma conceptuel de l'interaction entre les zones non-saturée et saturée du modèle hydrologique MOBIDIC (Modello Bilancio Idrologico DIstributo e Continuo) applicable aux conditions de la nappe phréatique peu profonde. Premièrement, un profil d'humidité à l'équilibre hydrostatique a été supposé pour simuler les

changements des niveaux de la nappe phréatique. Ceci a abouti à une expression d'emménagement spécifique dynamique, qui a été incluse dans MOBIDIC-MODFLOW pour capturer des fluctuations des nappes phréatiques peu profondes. Deuxièmement, la recharge des eaux souterraines a été définie à l'aide d'une équation de type de puissance basée sur le taux d'infiltration, le déficit en humidité du sol et un paramètre de calage lié au niveau initial de la nappe phréatique, au type de sol et à l'intensité des précipitations. En utilisant la méthode de fluctuation de la nappe phréatique (WTF), l'élévation de la nappe phréatique pour une colonne de sol homogène sous une impulsion de pluie d'intensités différentes (jusqu'à 30 mm/ jour), le paramètre de l'équation de recharge de la nappe souterraine proposée a été déterminée pour quatre types de sol, à savoir : sable, sable limoneux, loam sableux et loam. Les niveaux de la nappe phréatique simulés ont été comparés à ceux simulés par MIKE SHE, un modèle hydrologique intégré à base physique. Deux tests numériques ont été réalisés : un dans un cas bidimensionnel d'un bassin hydrographique hypothétique dans un plan vertical (pente constante) sous un taux de pluie uniforme de 1 cm/ jour et un bassin versant tridimensionnel quasi réel, sous un mois d'hyétogrammes journalier mesuré. L'analyse comparative a confirmé que l'approche simplifiée peut imiter des systèmes d'eaux souterraines simples et complexes avec un niveau de précision acceptable. En outre, l'efficacité de calcul de l'approche proposée (MIKE SHE a mis 180 fois plus de temps à résoudre le cas 3D que MOBIDIC-MODFLOW) démontre son applicabilité à l'échelle des bassins versants.

6.2 Abstract

We present a new conceptual scheme of the interaction between unsaturated and saturated zones of the MOBIDIC (Modello Bilancio Idrologico Distributo e Continuo) hydrological model which is applicable to shallow water table conditions. First, a hydrostatic equilibrium moisture profile was assumed for simulating changes in water table levels. This resulted in a water table based expression specific yield, which was included in the coupled MOBIDIC-MODFLOW modelling framework for capturing shallow water tables fluctuations. Second, the groundwater recharge was defined using a power type equation based on infiltration rate, soil moisture deficit and a calibration parameter linked to initial water table level, soil type and rainfall intensity. Using the Water Table Fluctuation (WTF) method, the water table rise for a homogeneous soil column under a pulse of rain with different intensities (up to 30 mm/day) the parameter of the proposed groundwater recharge equation was determined for four soil types i.e., sand, loamy sand, sandy loam and loam. The simulated water table levels were compared against those simulated by MIKE SHE, a physically-based integrated hydrological modelling system simulating surface and groundwater flow. Two numerical experiments were carried out: a two-dimensional case of a hypothetical watershed in a vertical plane (constant slope) under a 1cm/day uniform rainfall rate, and a quasi-real three-dimensional watershed under one month of measured daily rainfall hyetograph. The comparative analysis confirmed that the simplified approach can mimic simple and complex groundwater systems with an acceptable level of accuracy. In addition, the computational efficiency of the proposed approach (MIKE SHE took 180 times longer to solve the 3D case than the MOBIDIC-MODFLOW framework) demonstrated the applicability of the model in real catchment case studies.

6.3 Introduction

Over the last decades, a number of integrated surface-subsurface hydrologic models were developed. The main objective of such models has been to conceptualize the hydrologic cycle in an integrated way, particularly by coupling the surface and subsurface (unsaturated and saturated zones) hydrological processes. Such integration is particularly important in humid regions where the water table is close to the surface and runoff generation is dominated by variable source area mechanisms [Dunne and Black, 1970; McDonnell and Taylor, 1987]. In

this runoff generation mechanism, infiltrated water enters the water table, which rises until it reaches the surface, often in valley bottoms, creating areas where any additional precipitation results in saturation excess runoff [McDonnell and Taylor, 1987]. Investigation of such runoff mechanism at the catchment scale can be addressed using physically based models in which the unsaturated zone (UZ) and the saturated zone (SZ) are either explicitly or implicitly coupled. In an explicit coupling approach, the 1D Richards' equation for the unsaturated zone is coupled to a three-dimensional saturated flow. This approach assumes that flow in the unsaturated zone is only vertical and the groundwater recharge is computed using an iterative water table correction process. MIKE SHE [Refsgaard and Storm, 1995] is an example of such coupling approach. In the implicit coupling of the unsaturated-saturated zones, the whole subsurface flow process is described using a 3D variably saturated flow equation without an explicit distinction in the interaction between unsaturated and saturated zones [Camporese et al., 2010; Kollet and Maxwell, 2006]. This approach more truly reflects the physical processes governing flow but is computationally more expensive as compared to explicit approaches, which themselves require considerable computer resources to solve the unsaturated flow equation at the watershed scale. There is a third group of integrated surface-subsurface hydrologic models in which already existing hydrologic and groundwater models are coupled, such as SWAT-MODFLOW [Chung et al., 2010]; TOPNET-MODFLOW [Guzha and Hardy, 2010]; GSFLOW [Markstrom et al., 2008]. The challenging issue regarding the applicability of these externally coupled models in humid shallow water table regions is related to the inconsistencies in the conceptualization of the interaction between unsaturated and saturated zones. Seibert et al. [2003] distinguishes three types of interactions between unsaturated and saturated zones based on water table levels:

Type 1. The water table is relatively deep and there is only one-directional interaction between UZ and SZ. This means the soil moisture state in the unsaturated soil is independent of the groundwater level and the role of groundwater in runoff generation process is not considered.

Type 2. The water table is about at the root zone level. The unsaturated soil can get water from the capillary rise of groundwater so the interaction becomes two-directional as groundwater recharge can be either positive or negative to create hydrostatic equilibrium with the water table. The unsaturated soil profile is assumed to have a constant vertical extension (unsaturated moisture capacity (the maximum amount of moisture the unsaturated layer can hold) is constant

during the course of simulations). Such assumptions were made by different hydrological models such as TOPMODEL [Beven et al., 1995], SWAT [Neitsch et al., 2011] and MOBIDIC [Castillo et al., 2015].

Type 3. The water table is very close to the surface and unsaturated moisture capacity can no longer be assumed to be constant as the water table fluctuates. This is the case when water table rise results in a decrease in the unsaturated capacity and a small amount of the infiltration causes a significant rise in groundwater level (due to the significantly small moisture deficit in unsaturated zone). This is the main thrust of this paper as we introduce a conceptual approach compatible with the existing MOBIDIC framework for applications where strong interactions between the UZ and SZ exist. More specifically, the calculation of groundwater recharge is revisited as the existing linear function in MOBIDIC (groundwater recharge is a linear function of moisture storage in gravity reservoir) is incompatible with the nonlinear behaviour of moisture fluxes between UZ and SZ typical of shallow water table regions. Such nonlinear behavior is associated with nonlinear decrease in magnitude of specific yields as the shallow water table rises to the soil surface.

In this paper, we applied the water table fluctuation method (WTF) [Healy and Cook, 2002] to investigate the behavior of groundwater recharge in shallow water tables (up to 1.5m deep) for four soil types i.e., sand, loamy sand, sandy loam and loam in a soil column under a single pulse of rainfall with different intensities. These simulations were carried out using MIKE SHE as a reference model. MIKE SHE assumes a constant specific yield (in saturated flow computation process) and the computed water table is corrected based on a specified mass balance threshold error in UZ-SZ coupling process. The simulated water table levels of MIKE SHE are then considered as the ‘true’ hydrologic response of the system and are utilized to reformulate the groundwater recharge model component of MOBIDIC. The accuracy of the proposed changes is first tested in a two-dimensional case where subsurface water is simulated in a vertical plane with constant slope. A constant rainfall rate is applied and the rise in groundwater levels is affected by groundwater recharge and by the lateral interaction between the saturated computational grids. In a second numerical experiment, the accuracy of the approach is further evaluated at the catchment scale and under unsteady rainfall where the

simulated water table levels of the two models (MIKE SHE as the reference model and MOBIDIC-MODFLOW) are compared.

6.4 Water Table Fluctuation method

The Water Table Fluctuation (WTF) method is a simplified approach for the determination of groundwater recharge of an unconfined aquifer based on groundwater level fluctuations. This method is based on the assumption that the rise in groundwater levels is due to the groundwater recharge [Healy and Cook, 2002]. Considering the groundwater budget for a representative element, (Figure 6-1), any change in the water table level (groundwater storage) would be due to a combination of recharge to groundwater (R), inflow from upstream cell (Q_u), outflow to the downstream cell (Q_d) and evapotranspiration from groundwater (ET_{GW}) as follows:

$$\Delta S_{GW} = R + Q_u - Q_d - ET_{GW} \quad (6-1)$$

Where $\Delta S_{GW}[LT^{-1}]$ is the change in groundwater storage. Assuming that water table rise is solely due to the recharge of groundwater requires the sum of other fluxes in Equation 6-1 to be zero. This means that the determination of the groundwater recharge using WTF is best applicable over short periods (hours to days) after onset of rainfall (before any significant redistribution of groundwater recharge to the other fluxes) [Healy and Cook, 2002]. Therefore:

$$R = S_y \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (6-2)$$

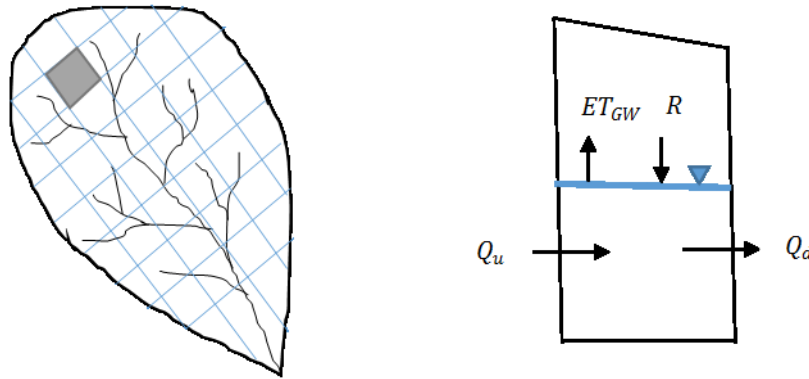


Figure 6-1. Schematic view of computational grids in a catchment and corresponding input and output fluxes over the saturated zone.

Where $S_y[-]$ is the specific yield and $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ is the change in water table over Δt . Application of the WTF method requires an estimation of the specific yield which is defined as the volume of drained water per unit drop in water table and aquifer area [Nachabe 2002]:

$$S_y = \frac{V_w}{A \Delta h} \quad (6-3)$$

Where $V_w[L^3]$ is the volume of drained water, $A[L^2]$ is the area of the aquifer and $\Delta h[L]$ is the change in water table level. The specific yield is also defined as the difference between water contents at saturation θ_{sat} and at field capacity θ_{fld} (the moisture level below which water cannot be drained by gravity [Nachabe 2002]). Such constant value for specific yield, however, holds only for deep water tables where changes of the soil moisture profile in the unsaturated zone due to water table drop are relatively small and the volume of drained water can be approximated as $(\theta_{sat} - \theta_{fld}) \times \Delta h$ (Figure 6-2 a). In shallow water tables however, the specific yield is small (in Figure 6-2 b, shaded area is smaller than $(\theta_{sat} - \theta_{fld}) \times \Delta h$) and approaches zero when the capillary fringe zone extends up to the soil surface [Nachabe 2002].

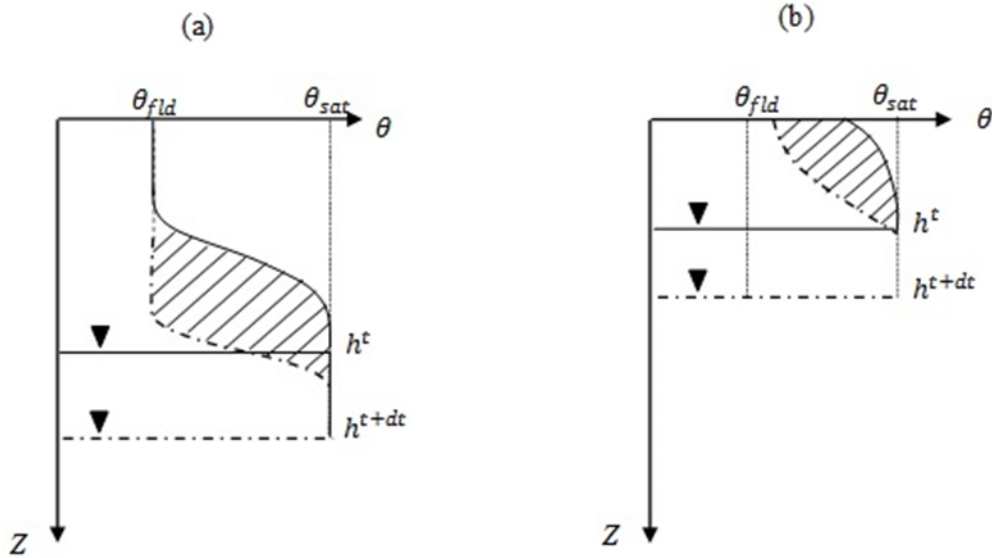


Figure 6-2. Hypothetical soil moisture profile for (a) deep and (b) shallow water tables. The solid and dashed lines are the corresponding profiles before and after water table drops, respectively. The shaded area is the drained water due to a drop in the water table. modified after Healy and Cook [2002].

6.5 Models description

6.5.1 MIKE SHE

MIKE SHE is one of the widely used physically based integrated surface-subsurface hydrological model for a wide range of spatiotemporal applications ranging from detailed theoretical (single soil column) to operational watershed scale studies [Graham and Butts, 2005]. It has a modular structure for computation of the hydrological processes with different levels of complexity, which is advantageous particularly in large-scale watershed studies [Kollet et al., 2017]. A detailed description of the computation of the hydrological processes in MIKE SHE can be found in Storm [1991] and DHI [2014]. We present only the computation of flow in the unsaturated and saturated zones and their coupling approach.

6.5.1.1 Unsaturated flow

The unsaturated flow is described using the one dimensional Richards' equation as [Downer and Ogden, 2004]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (6-4)$$

where $\theta[-]$ is the volumetric water content, $k(\theta)[LT^{-1}]$ is the unsaturated hydraulic conductivity, $\psi[L]$ is the pressure head in unsaturated soil, $z[L]$ is the elevation in vertical direction, and $S[T^{-1}]$ is a sink term (e.g. root extraction). The numerical solution of the Richards' equation is based on the implicit finite difference method in which the soil layer is discretized into the computational nodes and the discretized equation is solved with prescribed upper (rainfall rate or ponded water) and lower (water table level) boundary conditions [DHI 2014]. The main challenge with solving the Richards' equation is the computational burden, as it requires fine discretizations in terms of space and time (time steps of seconds to minute). This can be problematic particularly in long term watershed scale studies.

6.5.1.2 Saturated flow

Saturated flow in MIKE SHE is computed using the three-dimensional saturated flow equation as:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6-5)$$

Where K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} [LT^{-1}] are the saturated hydraulic conductivity along the x, y and z axes, respectively, $h[L]$ is the groundwater head, $Q[T^{-1}]$ is the source/sink term and S is the storativity coefficient[–]. The storativity coefficient is either the specific yield, S_y , for unconfined aquifers or the specific storage, S_s , for confined ones [DHI 2014]. Equation 6-5 is solved numerically over computational grid squares using the finite difference method with the Preconditioned- Conjugate Gradient (PCG) solver, which is also included in MODFLOW [DHI 2014].

6.5.1.3 Unsaturated-Saturated zone coupling

The explicit coupling approach implemented in MIKE SHE has the advantage of employing different time steps for each zones (seconds to minutes for UZ and hours to day for SZ), which makes the system computationally less expensive compared to the implicit coupling approach [DHI 2014]. However, employing different time steps for the UZ and SZ may result in the generation of mass balance errors in calculating the water flux between the two zones due to 1) an incorrect value of S_y (recommended value is $\theta_{sat} - \theta_{fld}$) in computing the saturated flow and 2) a fixed water table level while the UZ progresses to the next time step [Storm 1991]. The coupling between UZ and SZ follows an iterative process by which the water table is adjusted until the accumulated mass balance error for the entire soil layer (UZ+SZ) falls below a prescribed threshold. The process also calls for adjusting the soil moisture profile. The groundwater recharge is calculated once the iterative process has converged. It should be noted that S_y is considered as constant in the computational process. The algorithm of iterative adjustments of the water table can be summarized as follows [Storm 1991]:

Step 1) at the beginning of the UZ time step, the accumulated mass balance error for the entire soil layer (UZ+SZ) of a soil column (E_{cum}) is calculated.

Step 2) if the accumulated error falls below the acceptable level, the water table does not require any adjustments and groundwater recharge is calculated as follows:

$$R = \frac{\partial}{\partial t} \int_{z_h}^{z_g} \theta(z) dz + \sum q_u \quad (6-6)$$

Where R is groundwater recharge, $\sum q_u$ is the net inflow to the unsaturated soil. The calculated recharge is applied as the upper boundary condition of the SZ module and simulation advances to the next time step.

Step3) if the calculated error is beyond the acceptable threshold, then the water table adjustment is required. Depending on the sign of E_{cum} the water table will be either raised or lowered.

3-a) if $E_{cum} < 0$, it means less water is stored in the profile and therefore water table has to be raised. Using the updated moisture profile in UZ (only the last three nodes of the UZ profile (above water table) are updated), go to step 1 and repeat.

3-b) if $E_{cum} > 0$, it means more water is stored in the profile and therefore the water table is lowered. Using the updated moisture profile in UZ (same as described above only for the three lowest nodes of the UZ profile), go to step 1 and repeat.

The iterative water table adjustment continues until the calculated E_{cum} falls below the acceptable limit. Then the new groundwater recharge is calculated as:

$$R = -\frac{(h^* - h)S_y}{\Delta t} \quad (6-7)$$

Where h^* and h are the water table after and prior the adjustments, respectively. The calculated groundwater recharge will then be applied as the upper boundary condition of the SZ module and simulation advances to the next time step.

6.5.2 MOBIDIC

Modello Bilancio Idrologico DIstributo et Continuo (MOBIDIC) [Castelli et al.,2009] is a distributed continuous hydrologic model in which the components of the hydrologic system are conceptualized as a system of inter-connected reservoirs. Such a conceptual formulation of the model makes it computationally more efficient especially in large scale watershed modeling [Castillo et al., 2015]. The detailed description of the model is available in Castelli et al. [2009] and Castillo et al. [2015].

6.5.2.1 Unsaturated flow

In MOBIDIC, the unsaturated zone is described by two interconnected reservoirs i.e., the gravity and capillary reservoirs, to account for corresponding gravity and capillary forces in the

unsaturated soil. The water content at field capacity (θ_{fld}) is the threshold below which moisture is entirely held in the capillary reservoir. The gravity reservoir interacts with the saturated zone via percolation to the groundwater and it may also redistribute the additional moisture to the downstream cells (lateral flow in the unsaturated zone) [Castillo et al., 2015]. The capillary reservoir serves moisture to the plant roots (or evaporation if there is no plant in the computational grid) and can also take moisture from lower groundwater via capillary rise [Castillo et al., 2015]. The moisture capacities of the gravity reservoir and the capillary reservoir, W_{gmax} [L] and W_{cmax} [L], are defined as [Castillo et al., 2015]:

$$W_{gmax} = d. (\theta_{sat} - \theta_{fld}) \quad (6-8)$$

$$W_{cmax} = d. (\theta_{fld} - \theta_{res}) \quad (6-9)$$

where $d[L]$ is the unsaturated soil thickness and $\theta_{sat}[-]$, $\theta_{fld}[-]$, $\theta_{res}[-]$ are the water content at saturation, field capacity and residual, respectively, which are determined based on soil texture classification [Rawls et al., 1982]. At each time step, water available for infiltration (net precipitation plus the ponded water on the soil surface) is determined. The infiltration rate takes the minimum value among the saturated hydraulic conductivity, the allowable moisture capacity in gravity reservoir and the available water. The infiltration rate, however, might be underestimated for low permeable soils in dry conditions when the capillary force at the soil surface is not negligible Castelli [1996]. The gravity reservoir is replenished by the infiltrated water. Absorption flux (moisture that is extracted by from the gravity reservoir to the capillary reservoir) is calculated as [Castillo et al., 2015]:

$$Q_{as} = \min \left\{ W_g + I, \kappa \left(1 - \frac{W_c}{W_{c,max}} \right) \right\} \quad (6-10)$$

Where $\kappa[T^{-1}]$ ($0 \leq \kappa \leq 1$) is a linear coefficient that controls the rate of the moisture transfer between the two reservoirs. Finer soils typically have higher κ value because of low downward moisture gradient. The groundwater recharge (Q_{per}) is calculated as [Castillo et al., 2015]:

$$W_{g,u} = W_g + I - Q_{as} \quad (6-11)$$

$$Q_{per} = \begin{cases} \min \left\{ \gamma W_{g,u}, \frac{[W_{g,u} + (\frac{z_w}{d} - 1)W_{g,max}]}{dt} \right\} & \text{if } z_w \geq 0 \\ \min \left\{ \frac{(W_{g,max} - z_w - W_{g,u})}{2dt}, (W_{g,max} - W_{g,u})/dt \right\} & \text{if } z_w < 0 \end{cases} \quad (6-12)$$

Where $z_w[L]$ is the depth to water table, $W_{g,u}[L]$ is updated moisture in gravity reservoir and $\gamma[T^{-1}](0 \leq \gamma \leq 1)$ is a coefficient that controls the rate of groundwater recharge. The available moisture storage in the gravity reservoir can also contribute to lateral flux to the adjacent cell and is calculated as [Castillo et al., 2015]:

$$Q_{lat} = \beta(W_{g,u} - Q_{per}) \quad (6-13)$$

Where $\beta[T^{-1}](0 \leq \beta \leq 1)$ is a coefficient that determines the rate of lateral flow and $W_{g,u}$ is the updated moisture state in gravity reservoir after reduction of groundwater recharge. It should be noted that, as the unsaturated flow is strictly vertical in MIKE SHE, we ignored the lateral redistribution of moisture in gravity reservoir ($\beta=0$) to make the structure of the two models consistent.

6.5.2.2 Saturated flow

Saturated flow in MOBIDIC is described either by a simplified linear reservoir (conceptual scheme) or by MODFLOW [Harbaugh et al., 2000] (Three-dimensional Finite-Difference based groundwater model). We used the latter to facilitate comparison between the simulated results of MOBIDIC and MIKE SHE regarding their respective conceptualization of the saturated flow and its effect on the interaction between UZ and SZ.

6.5.2.3 Coupling Unsaturated and Saturated zones

Unlike MIKE SHE, coupling UZ-SZ in MOBIDIC is not based on an iterative water table correction procedure. Based on the calculated water table level in the previous time step, the recharge to groundwater can be positive (recharge to groundwater) or negative (extraction from groundwater) Castillo [2014]. The latter occurs when the saturated storage is bigger than moisture storage in the gravity reservoir (W_g). Therefore, the water table in the subsequent time step falls to establish a hydrostatic equilibrium with moisture level in gravity reservoir Castillo (2014). However in the former, groundwater is recharged by a higher moisture level in the gravity reservoir. This results in a rise in water table in the subsequent time step Castillo

[2014]. During the dry periods, the capillary reservoir may also receive water from the capillary rise from water table which is calculated as [Castillo et al., 2015]:

$$Q_{cap} = \frac{\left[\left(\frac{d_w}{\psi_1}\right)^{-n} - \left(\frac{\psi}{\psi_1}\right)^{-n}\right] K_s}{1 + \left(\frac{\psi}{\psi_1}\right)^{-n} + (n-1)\left(\frac{d_w}{\psi_1}\right)^{-n}} \quad (6-14)$$

where $d_w[L]$ is the mean distance of the unsaturated layer to water table, $\psi_1[L]$ is the bubbling pressure, $n[-]$ is the product of pore size distribution index [Rawls, Brakensiek, and Saxton 1982] and pore size disconnected index [Brooks and Corey, 1964]. The unsaturated soil water pressure (ψ) is a function of saturation state of the layer and pore size distribution index (m) and is calculated as [Castillo et al., 2015]:

$$\psi = \psi_1 S^{-1/m} \quad (6-15)$$

$$S = \frac{W_c + W_g}{W_{gmax} + W_{cmax}} \quad (6-16)$$

It should be noted that the capillary rise is computed where the water table is within the soil profile

($z_w \leq d$), otherwise the capillary rise flux will be zero.

6.6 Water Table Fluctuation method for a soil column using MIKE SHE

We use the WTF method over a soil column to understand how the rise in groundwater is affected by rainfall intensity, soil types and depth to water table level and how much of the infiltrated rain will percolate to the groundwater. Using a single soil column with closed boundaries on the sides and bottom, the rise in groundwater level will only due to the recharge (see eqs. 1 and 2). In shallow water table regions, as the water table rises the specific yield decreases nonlinearly and its value approaches zero when capillary fringe is extended up to the soil surface. This means that, in such conditions a small amount of rain may result in a significant rise in water table (up to the soil surface if the water table is close enough to the surface such that the capillary fringe reaches the surface) as investigated by [Abdul and Gillham, 1984, 1989; Buttle and Sami, 1992; Sklash and Farvolden, 1979; Waswa and Lorentz, 2015]. The schematic illustration of the method is given in Figure 6-3. If the infiltrated water is completely transferred to the groundwater, the rise in water table will be:

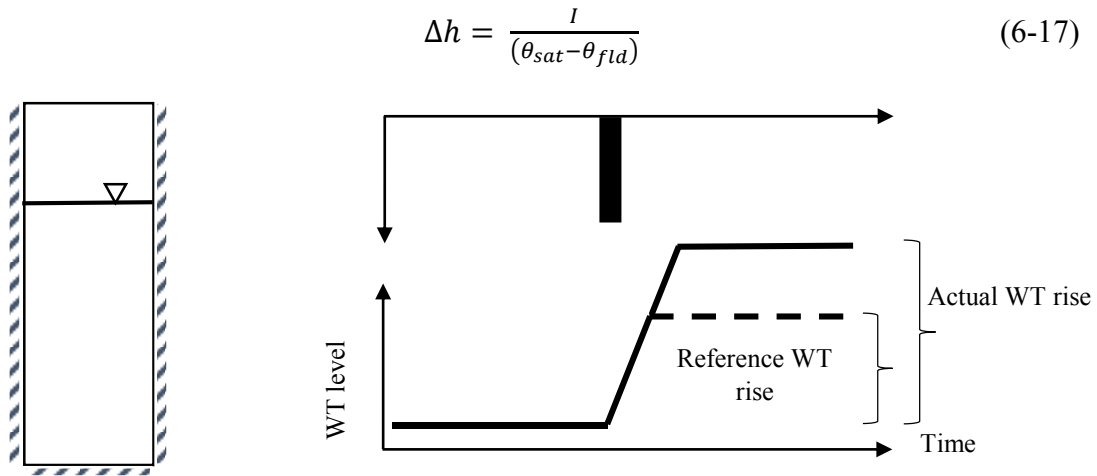


Figure 6-3. Schematic representation of actual and reference water table rise using the WTF method for a soil column subjected to a single pulse of rainfall.

Where $I[L/T]$ is the infiltrated water and $\Delta h[L]$ is the rise in water table level. Δh is referred as the 'reference rise'. However, depending on the initial water table level and rainfall intensity, it is possible that the water table rise be smaller than Δh (e.g. for relatively deeper water table and/or low rainfall rate) or that the groundwater recharge takes a value greater than the infiltration rate. The 'actual rise' of the water table then can be calculated same as in Equation 6-2. Therefore, by defining $(\frac{Re}{I})$ we can evaluate how the rise of the water table is related to the precipitation rate (assuming no infiltration excess runoff) and depth to the water table. If $\frac{Re}{I} > 1$, $=$, < 1 means that the actual rise of the water table is larger, equal, or smaller than the reference rise, respectively. Once again, in MIKE SHE, the S_y is a constant input of the saturated module and the changes regarding its value (decrease in its value when depth to water table decreases) is being captured by the coupling procedure explained in section 3.1.3. The procedure was repeated for different soil types i.e., sand, loamy sand, sandy loam and loam. The hydraulic properties of the soils are given in Table 6-1. This was done to further investigate the significance of the rise in the water table of soil types with different characteristics in response to a given pulse of rain. In shallow water tables, loamy soils with larger capillary fringe range have substantially smaller specific yield values which result in a higher rise of water table compared to the sandy soils [Abdul and Gillham 1989]. Therefore, its actual rise in the water table is expected to be larger than the reference rise. However, as loamy soils have smaller

hydraulic conductivities compared to sand, their water table response will be delayed especially for deep water tables. To avoid this delayed response, we focused our analysis to cases where the initial depths to the water table are at a maximum of 1.5m. Computational time steps were one second and one minute for UZ and SZ, respectively to avoid numerical instabilities in the simulated water tables by MIKE SHE.

Table 6-1. Hydraulic properties of the soil types used in this study; (based on Rawls et al., 1982) and simulated range of initial water table depths.

Parameter	Sand	Loamy sand	Sandy loam	Loam
θ_{sat}	0.437	0.437	0.453	0.463
θ_{fld}	0.091	0.125	0.207	0.270
θ_{res}	0.02	0.035	0.041	0.027
K_s [cm/hr]	21	6.11	2.59	1.32
ψ_1 [cm]	15.98	20.58	30.2	40.12
m	0.694	0.553	0.378	0.252
Initial depth to water table	0.3m-1.5m	0.5m-1.5m	0.7m-1.5m	0.9m-1.5

6.7 Simulation results

Simulation results of the water table rises are shown in Figure 6-4. Each dotted curve in the plots is associated with a specific initial depth to water table (ranging from 0.3 m to 1.5 m) and rainfall rate. The plots in Figure 6-4 are divided into two zones i.e., $\frac{Re}{I} > 1$ (water table rise exceeds the reference rise, red dots) and $\frac{Re}{I} < 1$ (water table rise is less than the reference rise, blue dots). Whereas the lower bound of the chosen initial depth to water table in Figure 6-4 is 1.5m, the upper bound changes from 0.3 m for sand to 0.9 m for loamy soil (see Table 1).

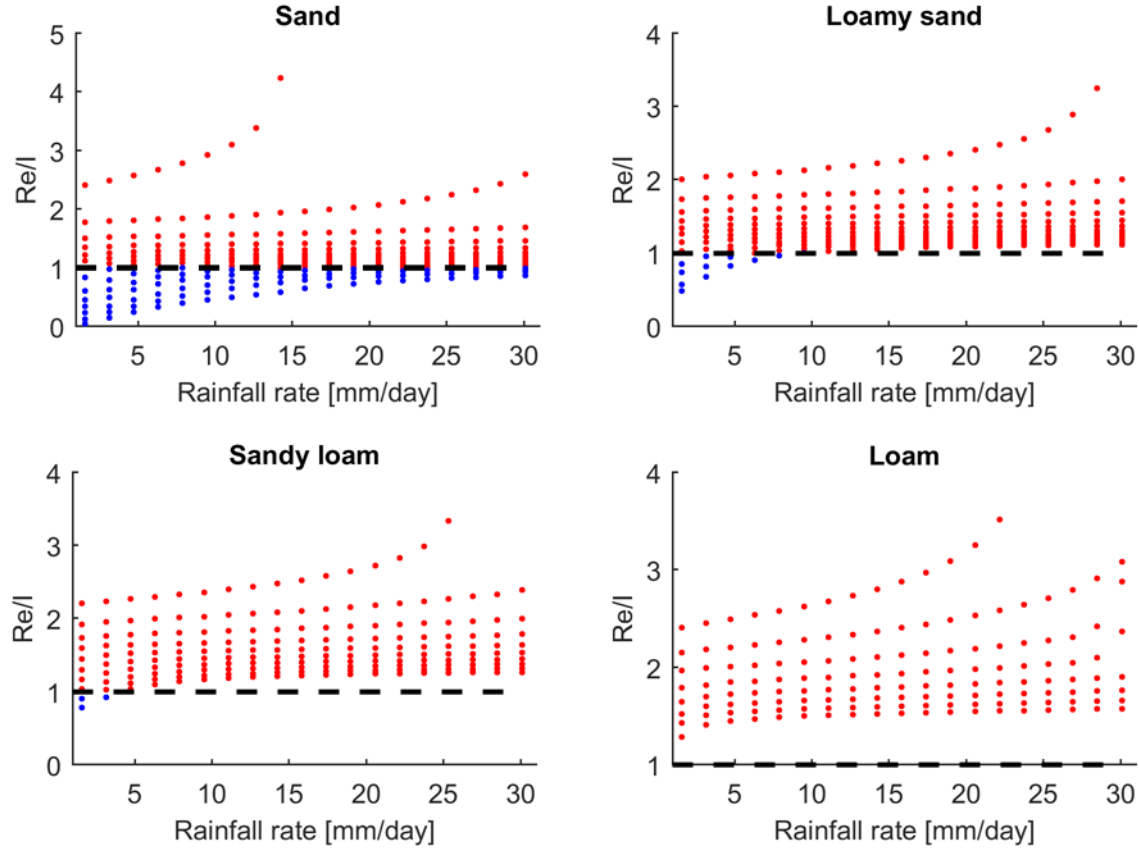


Figure 6-4. Variations of the ratio of recharge/infiltration with rainfall and initial depth to water table in different soil types simulated by MIKE SHE. The red dots are $\frac{Re}{I} \geq 1$ and the blue dots are $\frac{Re}{I} < 1$.

This is due to the differences in water retention characteristics of the soils and initial moisture deficit in unsaturated zone. For example, in sandy soil with 30 cm initial depth to water table (capillary fringe is 15.98 cm), the moisture deficit is 14.98 mm. So, for the infiltration rate bigger than this value, the unsaturated soil becomes completely saturated and water table rises up to the soil surface as it can be seen in Figure 6-4 in which the upper curve ends at a rainfall rate of about 15 mm/day. The same argument to the other soil types. For loamy soil with capillary fringe value of 40.12 cm, the initial depth to water table is 90cm corresponds to the moisture deficit 23.97 mm in unsaturated zone. Therefore, the upper curve for loamy soil ends at this depth to water table and rainfall intensity.

For a given initial water table level, moving from low to high rainfall intensities results in increasing the ratio of recharge to infiltration, shifting from a situation where $\frac{Re}{I} < 1$ (blue dots)

to $\frac{Re}{I} > 1$ (red dots). Also, while the case where $\frac{Re}{I} < 1$ is more common in sandy soils, the opposite is found as soil texture becomes finer (e.g. loamy soil). This means that the actual water table rise in fine textured soils (loamy sand to loam) is almost always larger than would be expected based on using a constant value for specific yield = $(\theta_{sat} - \theta_{fld})$. Note that for all soil types analyzed, the $\frac{Re}{I} > 1$ values show small sensitivity to increases in rainfall intensity as the depth to water table gets larger, e.g. in sandy soils and loamy soils when the water table is deeper than 50cm and 1 m, respectively. This can be attributed to the existence of significant initial soil moisture deficits found at larger initial water table depths. On the other hand, as the water table gets closer to the soil surface, an increase in the rainfall rate generates a significant water table rise, yielding to a substantial increase in $\frac{Re}{I}$. This demonstrates the importance of the soil moisture deficit (and its ratio to the precipitated rainfall) in water table rise magnitude and dynamics.

6.8 Changes in conceptualization of the UZ-SZ interactions in MOBIDIC-MODFLOW

As discussed in section 3, MOBIDIC's unsaturated soil depth (d in Equations 6-7 and 6-8) remains constant during the course of a simulation (both in rainy and subsequent draining periods). This is due to its conceptualization of UZ and SZ as their interaction is not aimed to address the reverse relationship between them in very shallow water table cases. The proposed changes are intended to make the model applicable for such cases. The changes are as follows:

1-It is assumed that the unsaturated soil layer thickness, d , is no longer a constant input of the model and changes with water table fluctuations. Hence, the total moisture capacity of the reservoirs (W_{gmax} and W_{cmax}) are determined similarly as in Equations 6-7 and 6-8, but with replacing d by the depth to water table. Therefore, water table rise/fall results in a decrease/increase in moisture capacities of the reservoirs. Such assumption is valid when groundwater level is treated as a moving boundary and there is a continuous transfer of moisture between the unsaturated and saturated zones.

2-The specific yield in calculation of groundwater head by MODFLOW is determined based on a soil water retention model (e.g. Brooks and Corey, 1964) and hydrostatic equilibrium

assumption in unsaturated zone (suction profile in unsaturated zone changes from steady state to another over the changes in water table) [Duke 1972]:

$$S_y = (\theta_{sat} - \theta_{res}) \left(1 - \left(\frac{\psi_1}{z_w} \right)^m \right) \quad (6-18)$$

Where z_w is depth to water table and other variables are as defined above. Validity of hydrostatic equilibrium assumption is justified in shallow water table regions where redistribution of the infiltrated water and an equilibrium moisture profile occur immediately Bierkens [1998]. Therefore, with any changes in water table level, specific yield is adjusted for the calculation of groundwater dynamics in the next time step. This is especially important in shallow water table cases as specific yield decreases significantly as water table gets closer to the soil surface.

3- The groundwater recharge $R[LT^{-1}]$ is a function of available moisture in the gravity reservoir, unsaturated soil moisture deficit and infiltration rate and is calculated as:

$$R = I \left(\frac{W_g}{1+(Deficit)_w} \right)^{-\omega} \quad (6-19)$$

$$Deficit = (W_{g_{max}} + W_{c_{max}}) - (W_g + W_c) \quad (6-20)$$

Where $I[LT^{-1}]$ is the infiltration rate, and $\omega[-]$ is a function of soil type, infiltration rate and water table level, which determines how much water will be transferred to the saturated zone. It should be noted that only gravity reservoir contributes to the groundwater recharge (similarly as for the original conceptualization of groundwater recharge in MOBIDIC).

The proposed conceptualization of the interaction between UZ and SZ are shown in Figure 6-5. Starting with a hydrostatic equilibrium moisture profile in the UZ, the available moisture in the reservoirs, W_g and W_c as well as the moisture deficit of in the unsaturated profile are determined. The rise in water table

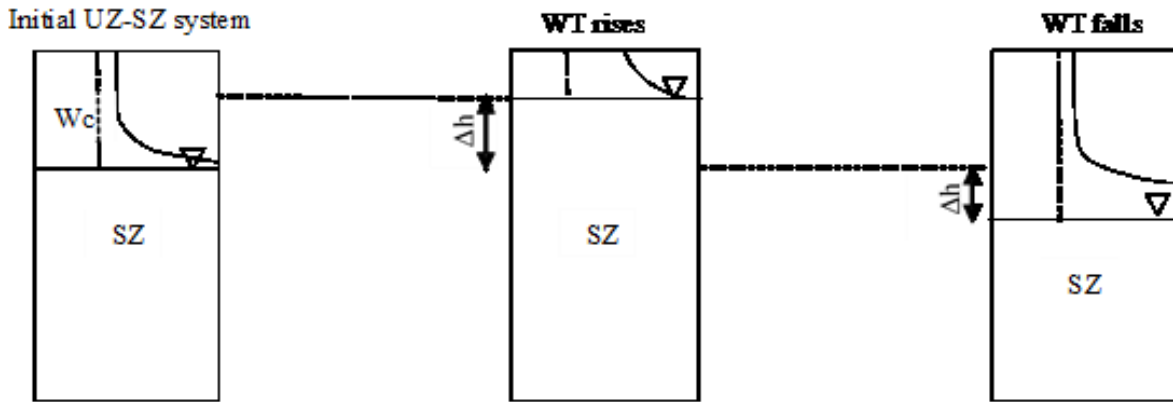


Figure 6-5. Conceptualization of the interaction between UZ-SZ in MOBIDIC-MODFLOW in rising and falling water tables.

results in a reduction of the moisture capacities of the reservoirs W_{gmax} and W_{cmax} , as well as W_g and W_c and the moisture deficit in unsaturated profile. When water table falls, however, there is an increase in these quantities. It should be noted that, unlike MIKE SHE, the unsaturated and saturated modules in MOBIDIC-MODFLOW run with a daily time step which means any change in the water table level causes an instantaneous adjustment of unsaturated moisture profile.

6.9 Interpretation of the new groundwater recharge equation in MOBIDIC-MODFLOW

To interpret the proposed groundwater recharge equation (Equation 6-19) let us first analyze its limit values. As $\frac{W_g}{1+(Deficit)} < 1$, a decrease in ω results in a decrease in R (and vice versa). The coefficient ω can be either positive or negative. When positive, recharge to the groundwater reservoir is larger than the infiltration rate and when negative, groundwater recharge is a portion of the infiltration. The specific case for which $\omega = 0$ occurs when $R = I$. Such flexibility in value range of ω is important as it makes the model applicable for cases where adding small rainfall amount can cause a significant water table rise, which may occur in humid regions. However, its precise determination can be problematic as it is a complex function of water table level, soil type, and rainfall (infiltration) intensity. In general, for a known water table level, an increase in rainfall rate will require a larger ω values to match the water table rise of the MIKE SHE and the MOBIDIC-MODFLOW models. Equation 6-19 was calibrated for ω by using simulated

water table rises of MIKE SHE. This allowed investigating how combinations of soil types, rainfall intensities and water table depths influence the behavior of groundwater recharge and how this can be captured using the conceptual UZ-SZ formulation presented here.

6.10 Simulation results

Figure 6-6 displays the values of parameter ω in Equation 6-19 obtained by fitting the water table rises of the MOBIDIC-MODFLOW model to the water table rises simulated by MIKE SHE for the cases presented in Figure 6-4. The negative and positive values of ω are shown in red and blue dots, respectively. It can be seen that for a specified water table level, increasing the rainfall rate requires higher value of ω to fit the water table rise of MOBIDIC-MODFLOW to that of MIKE SHE. Furthermore, the relationship is nonlinear. This further shows the complexity of the interactions between the UZ and SZ under shallow water table conditions. Note that in sandy soils most of the ω values are negative, while the opposite is found for the fine textured soils such as loam. This is because the water table rise for loamy soils are larger than for sandy soils (smaller specific yield and available moisture deficit in unsaturated profile). Comparing the scatterplots in Figure 6-6, we realized that unlike loamy soils, in sandy soils with relatively deeper initial water tables, the changes in ω (with changes in rainfall rates) is quite small. This is related to the initial moisture deficit in unsaturated profile as discussed in section 4.1.

These ω values are arranged in a look-up table that can be used to simulate the UZ-SZ interactions in MOBIDIC-MODFLOW in the following way: at each time step, based on the specified water table depth, soil type and rainfall rate a value of ω is obtained by interpolation from the look-up tables. The determined ω are then used for computing groundwater recharge using Equation 6-18. The recharge is next applied as the upper boundary condition to the layers. Using the specific yield calculated with Equation 6-18, MODFLOW updates the groundwater head and water table level values. The updated levels are then transferred to MOBIDIC-MODFLOW for the determination of moisture storages in the capillary and gravity reservoirs (W_g and W_c). This procedure is repeated for the entire simulation period. The next section compares the performance of the MOBIDIC-MODFLOW model against MIKE SHE in two cases, a hypothetical vertical 2-D slope model and a small a pseudo-hypothetical watershed.

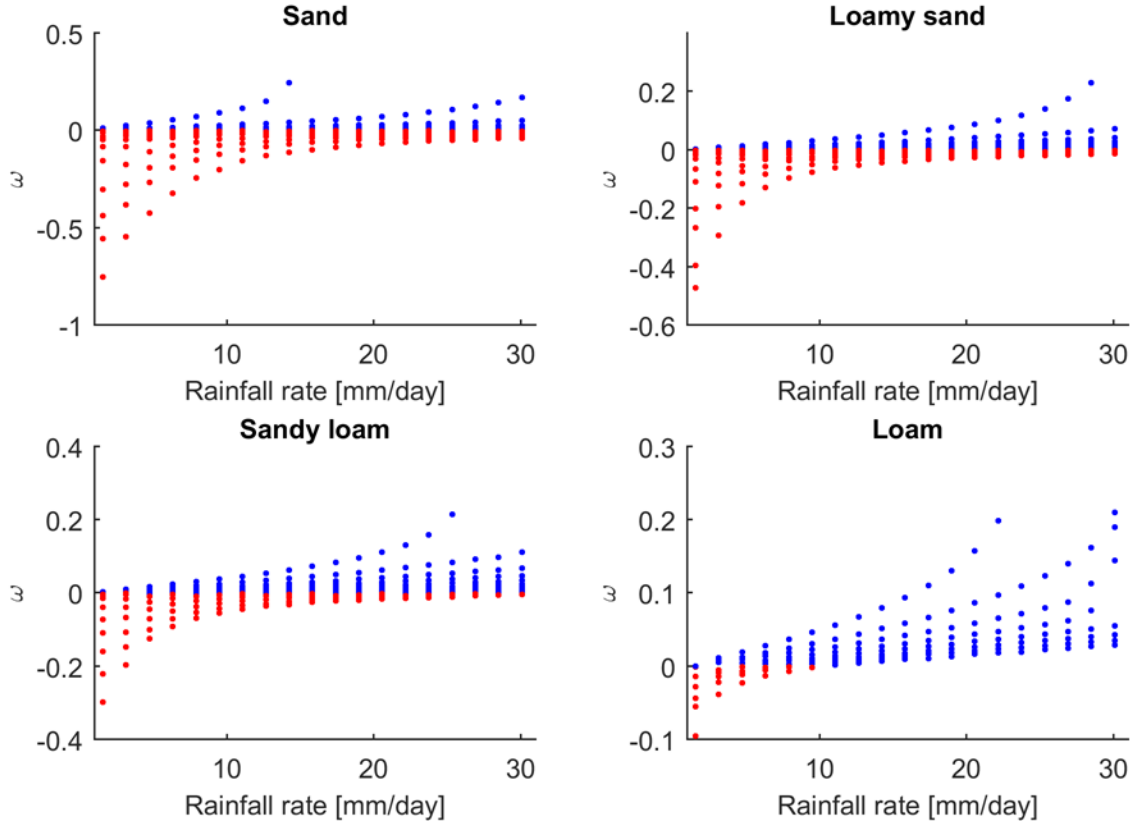


Figure 6-6. Variations in ω against rainfall intensity for different initial water table level and soil types.

6.11 Application of the MOBIDIC-MODFLOW scheme in two test cases

The appropriateness of the proposed changes in the conceptualization of UZ-SZ interactions in shallow water tables are tested by comparing its predicted water table results against those of MIKE SHE in two test cases. The description of the test cases follows.

6.11.1 Two-dimensional case

So far, our analysis focused on a single soil column in which the coefficient of the proposed groundwater recharge, ω (Figure 6-6), were determined based on the simulated water table rise by MIKE SHE (Figure 6-4). In order to analyze the performance of the proposed approach in cases where there is lateral interaction between saturated computational grids, simulations of the water table rise were performed for a small soil box measuring 14m long, 1.5m high and 1m wide filled by sandy soil identical to the one used in the soil column analysis. The soil box has closed boundary conditions on $x = 0$, $x = 14\text{m}$ and bottom side and it is assumed that initial

water table is $h(x, 0) = 0.2\text{m}$. Since the rainfall is continuous during the entire simulation period, the configuration of the box results in higher expected water table rise in the toe of the slope (shallower water table) and generation of saturation excess runoff starting from downhill moving to the uphill. The hillslope is discretized into 28 columns ($\Delta x = 0.5\text{m}$) and the vertical discretization of the unsaturated layer in MIKE SHE is $\Delta z = 1\text{cm}$. A 10 mm/day constant rainfall is applied for 20 days and the simulated water table rises of the two models are compared.

6.11.1.1 Simulation results

The simulated water tables of the two models are shown in Figure 6-7. The two models in general show similar behavior in predicted water tables. The slight mismatch between the predicted water table heads of the two models can be attributed to the fact that in MOBIDIC-MODFLOW there is an immediate response of the groundwater to the precipitated water, that is, within the same time step (one day). This is not the case in MIKE SHE where the simulation time step is much shorter at one second. The saturated length (the length where water table at the soil surface) predicted by the two models are closely matched. This means simplifications in UZ-SZ interaction of MOBIDIC-MODFLOW can mimic the complex dynamical interaction between the two zones. The generated saturation excess runoff by two models were removed from the soil surface as the flow routing module was not included in the simulations.

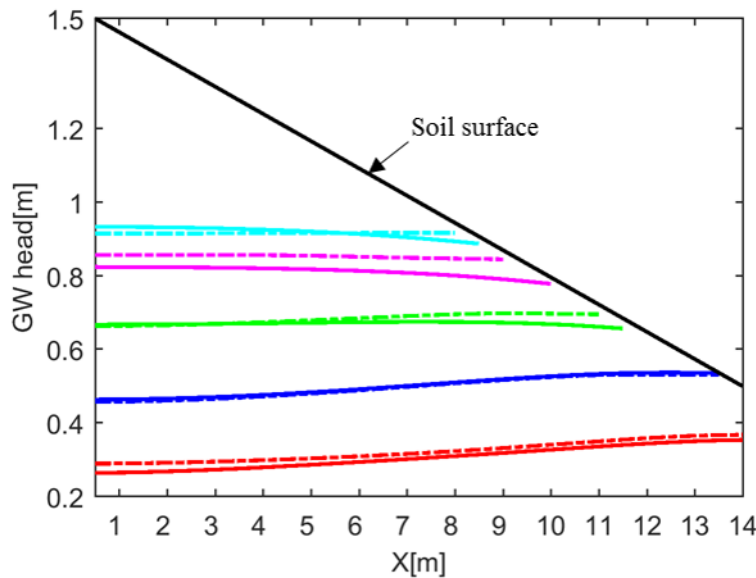


Figure 6-7. Simulated water table level after 4 (red), 8 (blue), 12 (green), 16 (magenta) and 20 days (sky blue) with MIKE SHE (solid lines) and MOBIDIC-MODFLOW (dashed lines).

6.11.2 Borden catchment

In order to further evaluate the suitability of the proposed conceptualization of UZ-SZ in MOBIDIC-MODFLOW, the water table fluctuations of the two models at the Borden catchment for the month of May 2015 were compared. The Borden catchment is located approximately 70 km of Northwest of Toronto, Ontario (Jones et al., 2006). The site is about 20m wide and 80m long and it was subjected to several experimental [Abdul and Gillham, 1989] and numerical rainfall-runoff studies [Jones et al., 2006; Kollet et al., 2017; VanderKwaak and Loague, 2001]. It is assumed that the catchment consists of a single homogeneous sandy soil identical as the one used in the previous simulations (Table 6-1) without any vegetation cover. The motivation for simplifying the watershed physiographic characteristics here was to evaluate the MOBIDIC-MODFLOW in a ‘real’ watershed, while emphasizing on differences in UZ-SZ dynamics simulated by the conceptual approach as compared to a physically based numerical model.

The digital elevation model (DEM) of the Borden catchment has a spatial resolution of 0.5m and is available at www.hp-sc-terrsys.de and is shown in Figure 6-8a. The initial water table level was assumed to be at 1m below the catchment’s outlet (at elevation 1.98m). The site has closed boundaries on the sides and it has a horizontal bedrock at elevation 0 m. The measured rainfall at the Borden site for May 2015 used in the numerical experiment (data available at Environment Canada, 2015). The rainfall hyetograph (Figure 6-10) consist of 10 events with total amount of 77.2 mm and maximum of 24.8 mm at day 25 where a significant rise in water table is expected. The catchment was subdivided into two zones based on the initial depth to water table as shown in Figure 6-8b. Zone 1 represents the initial depth to water table less than 1.5m (red zone in Figure 6-8 b) and cells in zone 2 have the initial depth to water table larger than 1.5m (blue zone in Figure 6-8 b). The calculation of groundwater recharge and interaction between UZ-SZ followed the modifications presented in section 5 (the ω parameter in Equation 6-19 was made variable for water table levels less than 1.5m) and changes in groundwater head in zone 2 was simulated using the original conceptualization of MOBIDIC explained in section 3.2. Therefore, these two structures together cover the dynamics of the water table for the whole catchment. Note that, for water table depths greater than 1.5m, the moisture capacities of the reservoirs (W_{gmax}, W_{cmax}) remains constant with a rise or fall of the water table (section 3.2). Such

distinction based on depth to the water table was made to limit the extrapolation errors associated with the determination of ω for water table depths larger than 1.5m. Besides, for these zones the assumption of an inverse relationship between the unsaturated and saturated moisture storages is questionable as discussed in the introduction.

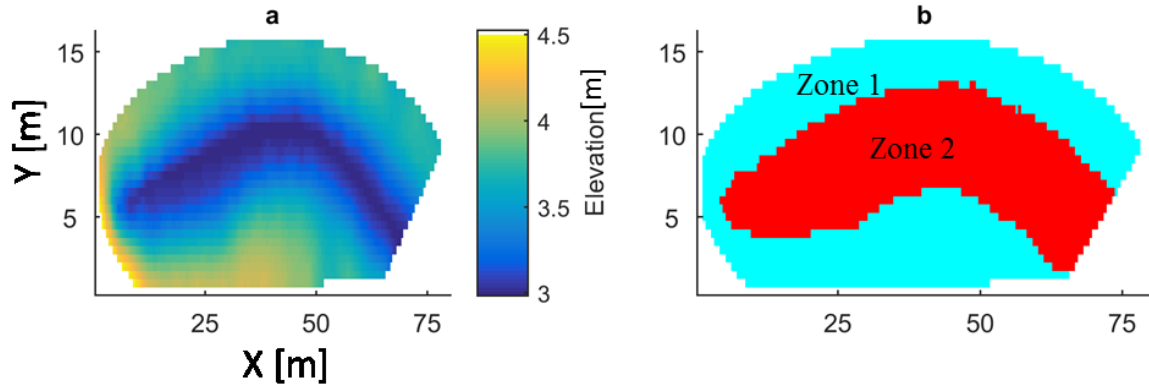


Figure 6-8. a) The digital elevation model of Borden catchment and b) zoning map of the catchment based on depth to water table less than 1.5m (red) and greater than 1.5m (blue).

6.11.2.1 Simulation results

The difference in simulated water table level of the two models is shown in Figure 6-9 for the selected simulation days after the rainy events. The predicted groundwater head of the models at the outlet of the catchment are also compared in Figure 6-10. It can be seen that the two models generally compare well. However, MOBIDIC-MODFLOW is slightly predicting a higher water table rise as compared to MIKE SHE following rainfall events (e.g. events on days 11, 18 and 25). This is attributed to the interaction of saturated flow between the two zones (the saturated flow moves from grids in zone 2 to zone 1). The magnitude of the overestimation decreases over the course of simulations (for example the differences in water table levels are smaller at day 23 than day 6). This further shows that how the interaction between the zones with different characteristic of the interaction between the UZ and SZ (zone 1 with inverse relation between the unsaturated and saturated storage and zone 2 with direct relationship between them as classified in the introduction) can affect the overall behavior of the water table fluctuations at catchment scale. Therefore, that the rise in water table in a computational grid is also the result of the net incoming of saturated flow from surrounding grids for both models. That is why the predicted water table in MOBIDIC-MODFLOW is still slightly rising between two rainy days (from day 12 to day 17 and day 19 to day 24) as shown in Figure 6-10.

Consequently, the simulated water tables of the two models gradually converge in the days following a rainfall event (for example between the days 14 to 17 and 19 to 24) as the transient behaviour simulated by MIKE SHE dissipates following a long redistribution period.

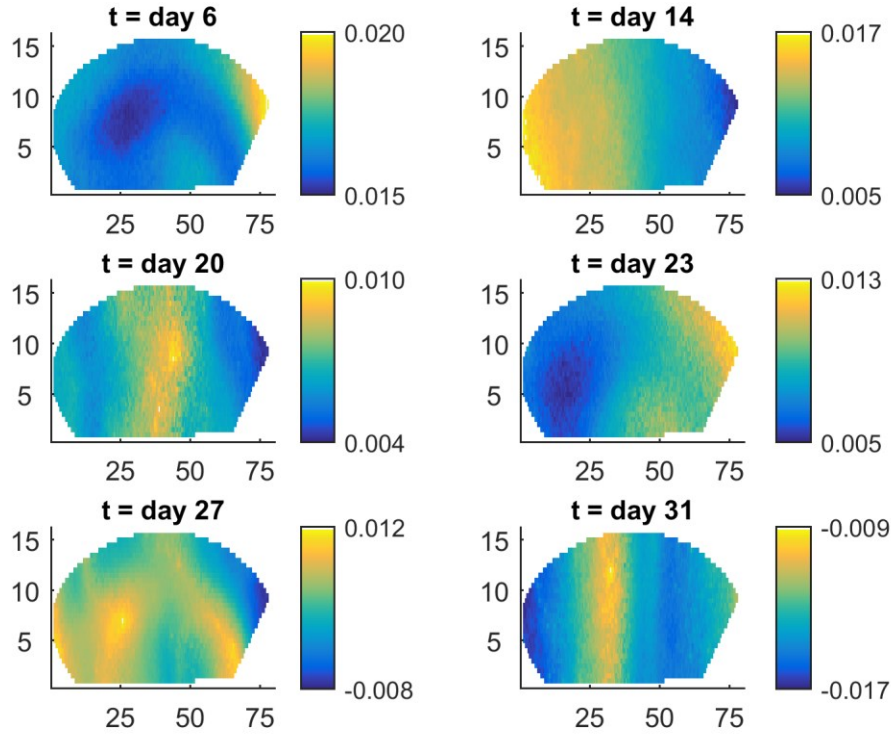


Figure 6-9. The difference in simulated water tables by MIKE SHE and MOBIDIC-MODFLOW ($h_{\text{MIKE SHE}} - h_{\text{MOBIDIC-MODFLOW}}$) [m] at different time steps.

6.12 Discussion

Comparing the simulated water table levels of the two models at Borden catchment (Figure 6-9 and 6-10) attests for the soundness of the proposed UZ-SZ interaction scheme of MOBIDIC-MODFLOW for shallow water tables. The Mean Absolute Error of the predicted water table at the catchment outlet compared to MIKE SHE is 0.013 m. As the water table rises in, the water table could be much shallower than expected by the ultimate value for specific yield ($\theta_{\text{sat}} - \theta_r$). So, the inclusion of a water table dependent expression for the specific yield in MOBIDIC-MODFLOW with the proposed groundwater recharge (Equation 6-19) would be able to capture its significant rise. In addition, the proposed groundwater recharge in MOBIDIC-MODFLOW has the capability to take into account the complex relation between rainfall intensity, soil, water

table depth for the calculation of the water table fluctuations. The parameter of the groundwater recharge (ω in Equation 6-19) was tuned to fit the water table rises simulated by MOBIDIC-MODFLOW to those of MIKE SHE.

Moreover, as it was outlined in the introduction, the interaction between unsaturated-saturated zones in shallow water table cases is inverse as a rise in water table levels decreases the unsaturated moisture storage and vice versa. The modelling of such cases were mostly addressed using physically based numerical models in which a one dimensional Richards' equation is coupled to a two-dimensional saturated flow. However the application of these complex models at the catchment scale can be cumbersome due to the required data and computational burden to run such models. Investigation of such cases using conceptual hydrologic models have not received much attention in the literature [e.g. Seibert et al., 2003]. [Seibert et al., 2003] conceptualized the inverse relation between UZ-SZ moisture storage of shallow water tables by dividing the hillslope into reservoir namely upslope and riparian. Saturated flow moves from upslope reservoir to the riparian and eventually to the adjacent stream. The moisture storage in unsaturated and saturated zones of each box is being determined by the water table level. Unlike in MOBIDIC-MODFLOW, the saturated flow in their model is computed based on the conceptual linear reservoir approach which limits its applicability in representation of aquifer's heterogeneous properties and their effects on water table dynamics. Moreover, the coefficient of the groundwater recharge in their approach has not been explicitly formulated to capture the effect of soil type, rainfall rates and water table depths which are unavoidable in shallow water table regions.

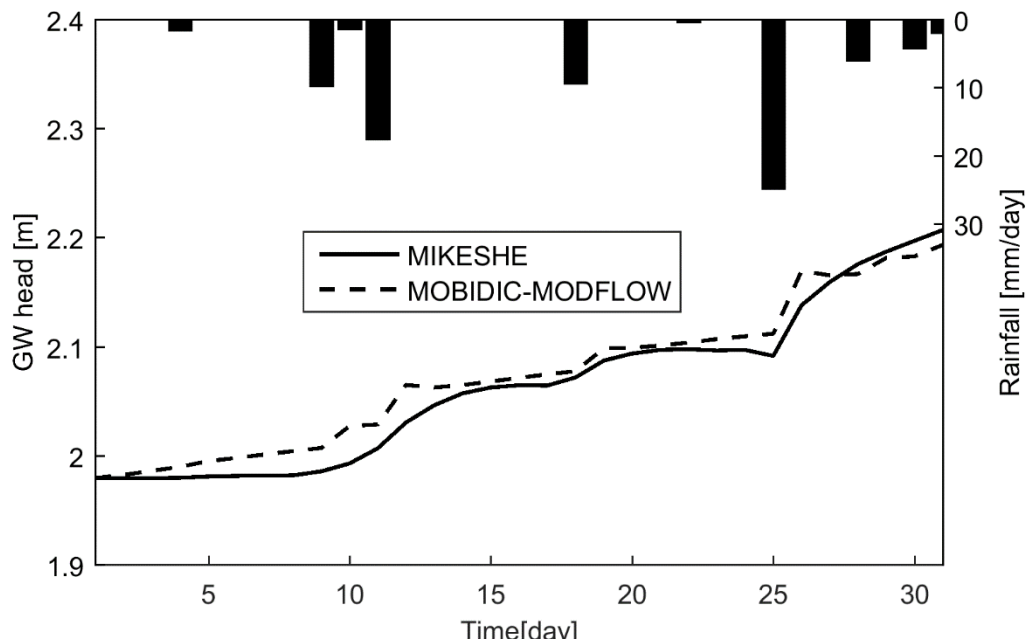


Figure 6-10. Simulated water table depth by MIKE SHE (solid lines) and MOBIDIC-MODFLOW (dashed lines) at the outlet grid of Borden catchment.

Another advantage of the coupled MOBIDIC-MODFLOW presented in this paper lies in its capability to investigate phenomena such as saturation excess runoff without expensive computational burden. Physically based models such as MIKE SHE require very fine discretization of the unsaturated soil domain and require short time steps to avoid numerical instabilities. However, the proposed approach in MOBIDIC-MODFLOW works with identical time steps in both unsaturated and saturated zones and without discretization of the soil layer, which greatly improves the computational process. For example the execution time for the Borden case took 10 minutes using a PC Core i7 with 8GB of RAM for MOBIDIC-MODFLOW, while taking 30 hours with MIKE SHE. This clearly indicates why such alternative modelling approaches are attractive. While the ω parameter of the proposed groundwater recharge in Equation 6-19 was determined for sand, loamy sand, sandy loam and loam, the model was tested for sandy soils where it was assumed that the unsaturated soil instantaneously adjusted to changes in water table level as discussed by [Bierkens 1998]. For finer textured soils however, the assumption of instantaneous equilibrium state between unsaturated and saturated zones may be questionable. The approach presented here should therefore be fully tested over a variety of soil textures to further confirm its exactitude to broader watershed conditions. The proposed changes were intended to keep the MOBIDIC's number of

calibration parameters low which is advantageous in model calibration as it does not raise the concern of equifinality [Beven, 2001]. The coupling approach implemented in MOBIDIC-MODFLOW was tested in two-dimensional (single slope) and three dimensional cases (Borden catchment), both consisting of a homogeneous sandy soil. In addition to testing the proposed approach over a variety of soil textures, a next step will consist in extending the applicability of the approach against observations in real catchments where other hydrological processes, such as summer-fall evapotranspiration and spring snowmelt, affect groundwater recharge in shallow aquifers.

6.13 Conclusion

In this paper we presented modifications to the conceptualization of the unsaturated-saturated zones in MOBIDIC for application in shallow water tables in which there is an inverse relationship between the unsaturated and saturated moisture storages. The key variables in modelling of such cases are 1) groundwater recharge and 2) specific yield. Groundwater recharge is usually considered as a function of unsaturated moisture state and is a fraction of infiltrated moisture into the unsaturated soil layer. However in shallow water tables its value can be larger than infiltration due to the capillary fringe above the water table, which causes a quick and significant water table rise [Jayatilaka and Gillham, 1996]. Investigation of such cases are mostly addressed using physically based models [e.g. Cloke et al., 2006] or using fully conceptual approaches [e.g. Seibert et al., 2003]. We presented MOBIDIC-MODFLOW as a conceptual-numerical model in which changes in water table are assumed to establish an equilibrium moisture profile in the unsaturated soil zone. Employing the analytical expression of specific yield derived by Duke [1972] in the coupled model, its dynamical behavior particularly in shallow water table regions was captured. The groundwater recharge in the model was defined with a power type equation whose parameter (ω) was determined using the Water Table Fluctuation method (WTF) along with the physically-based MIKE SHE model for a homogeneous soil column with different initial water table levels under rainfall intensities up to 30 mm/day. The appropriateness of the proposed changes were evaluated by comparing the simulated water table behavior of the model against those of MIKE SHE in a two-dimensional (single slope) case under continuous uniform rainfall and a three-dimensional (Borden

catchment) case under variable rainfall intensity. In the light of simulation results the following conclusions can be derived:

- 1- Inclusion of a dynamic specific yield in investigation of water table behavior in shallow water table is important. Indeed, when the water table is close to the soil surface, the significance of rise is much greater than would be expected based on the ultimate value of specific yield e.g., $\theta_{sat} - \theta_{fld}$, as investigated by Jayatilaka and Gillham [1996]. While in MIKE SHE this is accounted for by using the iterative water table correction method, in MOBIDIC-MODFLOW this is addressed by assuming a hydrostatic equilibrium state between UZ-SZ. To the authors' knowledge, this has not been taken into account in simplified coupling of a hydrologic and a groundwater model.
- 2- The analysis of the water table rise with different rainfall intensity, soil type and water table level shows a complex relation between the groundwater recharge and these factors. The simulation over different ranges of rainfall rates and water table levels showed that fine textured soils with large capillary fringe (consequently small unsaturated soil moisture deficit) could have water table at soil surface even with a low rainfall intensity. This is important for the investigation of saturation excess runoff in lowland near river zones of the catchments.
- 3- The comparison of the simulated water tables of the two models at Borden case (Mean Absolute Error equals 1.3 cm) along with their execution times (30 hours with MIKE SHE against 10 minutes with MOBIDIC-MODFLOW) clearly demonstrates the applicability of simplified approach implemented in MOBIDIC-MODFLOW in investigation of the groundwater-surface water interaction. Further improvements of the approach with inclusion of other hydrological processes such as the effect of evapotranspiration on parameterization of the (ω) in future work will enable its applicability in real, practical applications.

CHAPITRE 7 Discussion

Dans ce chapitre, une discussion supplémentaire concernant les résultats de la thèse au chapitre 4 est fournie.

L'évaluation comparative de MOBIDIC-MODFLOW par rapport à MIKE SHE dans le bassin versant de Thomas Brook, présentée au chapitre 4, a montré que la réponse du bassin versant produite par les deux modèles pouvait être étroitement appariée par une paramétrisation efficace des coefficients de réservoir de MOBIDIC, c'est-à-dire κ et γ . Certaines différences, cependant, méritent d'être approfondies. Une première différence concerne la quantité totale d'infiltration simulée avec les deux modèles, c'est-à-dire, 1230 mm dans MIKE SHE et 987 mm dans MOBIDIC-MODFLOW (voir Figure 7-1) pour l'année 2005. On note que les précipitations totales pour la période de simulation sont de 1201 mm. La plus grande infiltration dans MIKE SHE par rapport aux précipitations est due à l'accumulation d'eau initiale avant la simulation. L'infiltration moindre dans MOBIDIC-MODFLOW est liée à la manière dont l'évaporation est traitée, c'est-à-dire que l'évaporation durant et après l'averse se produit même si la couche du sol de MOBIDIC n'est pas complètement saturée. Par contre, dans MIKE SHE, lorsque la précipitation ne provoque pas la saturation du nœud le plus haut, l'eau disponible s'infiltre et l'évapotranspiration potentielle est satisfaite par la transpiration du sol. Par conséquent, on peut s'attendre à ce que l'évaporation du réservoir d'eau de surface dans MOBIDIC-MODFLOW soit plus grande que dans MIKE SHE, dans ce cas de 191,75 mm contre 46 mm. L'autre raison de cette différence est liée au taux d'infiltration accru dans les profils de sol sec, qui est négligé dans MOBIDIC-MODFLOW (Ercolani et Castelli 2017). On note que les deux modèles utilisent des valeurs identiques pour la conductivité hydraulique saturée des unités de surface.

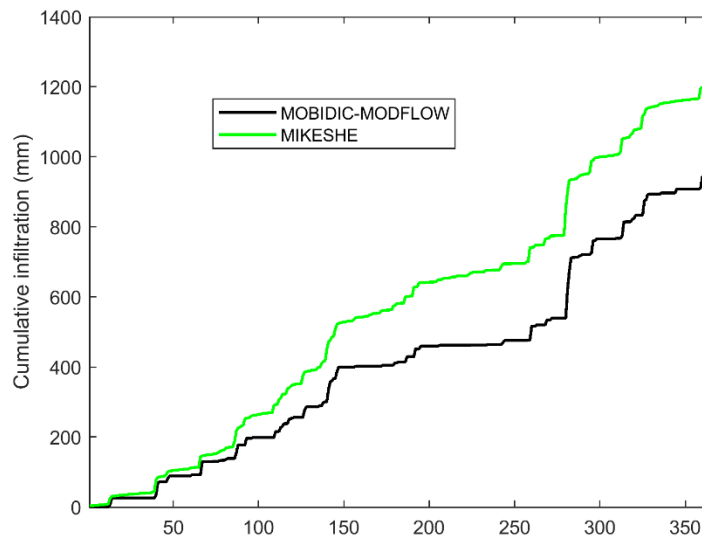


Figure 7-1. Infiltration cumulative dans le bassin de Thomas Brook pour l'année 2005 simulée avec MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE.

La Figure 7-2 compare la recharge des eaux souterraines simulées avec les deux modèles. Le coefficient calé de recharge des eaux souterraines dans MOBIDIC-MODFLOW (γ) a entraîné une valeur plus élevée du taux de recharge des eaux souterraines pendant les jours de pluie que MIKE SHE, entraînant ainsi un épuisement rapide du réservoir gravitaire après la cessation des précipitations. Par conséquent, la recharge des eaux souterraines pendant les périodes inter-tempêtes est nulle dans MOBIDIC-MODFLOW. Cet épuisement rapide du réservoir gravitaire a également provoqué le fait que pendant la saison sèche, c'est-à-dire de juin à août, les réservoirs gravitationnels des parties centrale et septentrionale du bassin versant soient vides et, par conséquent, seules les cellules de la grille situées dans la partie méridionale produisent une alimentation négative de la nappe phréatique à la zone racinaire. Cela montre que, bien que les prédictions des niveaux de la nappe phréatique soient relativement similaires sur les puits de Malcom et de Goode, la prédiction spatiale des recharges des eaux souterraines par les deux modèles présente des différences résultant d'une conceptualisation différente de la zone non-saturée par les deux modèles.

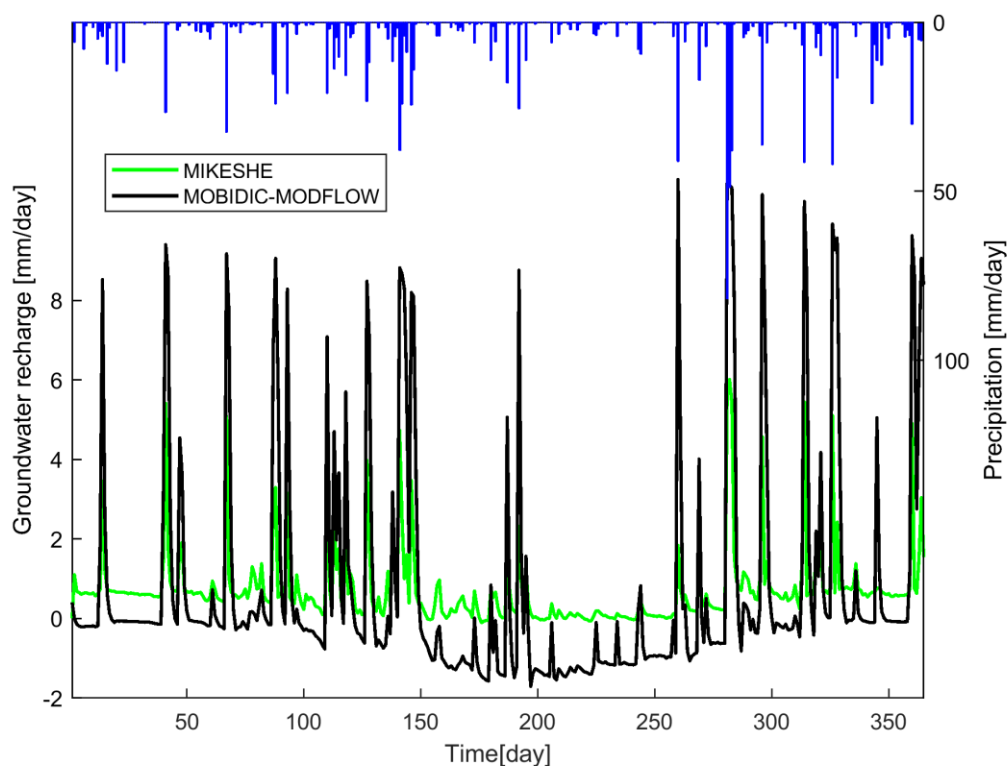


Figure 7-2. Recharge des eaux souterraines simulée par MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE dans le bassin versant de Thomas Brook pour l'année 2005.

La valeur calibrée d'emménagement spécifique dans MOBIDIC-MODFLOW a entraîné une réponse rapide et instantanée du niveau de la nappe phréatique à Goode aux événements de précipitation (voir Figure 4-8). Un tel phénomène n'a pas été constaté dans MIKE SHE en raison du niveau profond de la nappe phréatique dans ce puits - environ 5 m sous la surface du sol, ce qui a pour effet d'atténuer les fluctuations de la nappe phréatique. L'emménagement spécifique dans MIKE SHE est défini comme la différence entre la teneur en eau à saturation et la capacité au champ de l'unité géologique. L'emménagement spécifique des unités de surface et de substrat rocheux du bassin versant de Thomas Brook est présenté au tableau 7-1. On peut constater que les valeurs d'emménagement spécifique dans MIKE SHE sont bien inférieures à la valeur constante calé de 0,07 utilisée dans MOBIDIC-MODFLOW. Par conséquent, des fluctuations plus importantes des niveaux de la nappe phréatique sont anticipées dans MIKE SHE par rapport à MOBIDIC-MODFLOW. Cependant, un comportement opposé a effectivement été observé (voir Figure 4-8). Cela montre que la procédure de correction de la nappe phréatique dans MIKE SHE prend en compte la variation d'emménagement spécifique

du profil de sol tel qu'illustré (voir Figure 3-7) et fait en sorte que l'emmagasinement spécifique réel utilisé dans le modèle soit différent de ceux indiqués dans le Tableau 7-1. En d'autres termes, si le niveau de la nappe phréatique du profil de sol est corrigé, cela signifie que la valeur d'emmagasinement spécifique utilisée dans le module saturé n'était pas correcte et que le niveau de la nappe phréatique calculé doit être ajusté pour conserver l'erreur de bilan massique du profil de sol, en dessous du seuil prescrit. Une simulation utilisant MOBIDIC-MODFLOW avec des valeurs d'emmagasinement spécifique, indiquées au Table 7-1, a donné une réponse de la nappe phréatique complètement différente de celle observée dans la figure 4-8, ce qui clarifie la manière dont les simplifications du couplage de la zone non-saturée et saturée peuvent affecter les réponses prévues du bassin versant prenant en compte un ensemble identique de paramètres hydrauliques de sol pour les deux modèles.

Table 7-1. Valeurs d'emmagasinement spécifiques des unités géologiques du bassin versant de Thomas Brook utilisées comme entrées dans MIKE SHE.

North Mountain	Blomidon	Wolfville	Till	Colluvium	Glaciofluvial	Glaciolacustrine
0.004	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.013

CHAPITRE 8 Conclusion et Recommandations

8.1 Conclusion

Dans cette thèse, un modèle intégré eaux de surface - eaux souterraines avec un niveau de complexité intermédiaire pour une application à l'échelle du bassin versant a été développé. Le terme «intermédiaire» fait référence aux aspects paramétriques et calculatoires du modèle car ce sont les principaux facteurs qui déterminent l'adéquation d'un modèle couplé aux applications à l'échelle des bassins versants. La littérature étudiée a révélé relativement peu d'applications de modèles à base physique complètement couplés dans les études à l'échelle du bassin versant en raison de leurs nombreuses données et de leurs temps de calcul élevés. De plus, des simplifications de la nature tridimensionnelle de l'écoulement sous-surface en un écoulement non-saturé monodimensionnel et saturé bidimensionnel ou tridimensionnel nécessitent le couplage de ces deux zones, ce qui peut également nuire à l'efficacité de calcul du modèle couplé.

Une alternative à ces approches de modélisation intégrées à base physique consiste à coupler de manière externe les modèles hydrologiques et souterrains existants, ce qui a été exploré dans cette thèse. Le modèle intégré développé repose sur le couplage du modèle hydrologique MOBIDIC et de MODFLOW, un modèle d'écoulement des eaux souterraines par différences finies. Le processus de couplage est basé sur une approche de couplage séquentiel, où la sortie d'un modèle est utilisée comme condition limite pour la solution de l'autre [Guzha, 2008].

Cette stratégie de couplage préserve la simplicité conceptuelle des modèles hydrologiques et des eaux souterraines et améliore leur applicabilité dans la modélisation de la partie terrestre du cycle hydrologique, ce qui n'était pas prévu dans leur développement initial. L'emménagement de MOBIDIC-MODFLOW en capturant l'interaction eau de surface - eau souterraine a été évaluée par rapport à MIKE SHE, pris ici comme modèle de référence à base physique des eaux de surface - eaux souterraines.

Le premier objectif de cette étude était d'examiner si MOBIDIC-MODFLOW pouvait produire de manière équivalente les réponses du bassin versant simulées avec MIKE SHE. À cette fin, l'interaction eaux de surface - eaux souterraines du bassin de Thomas Brook a été simulée à l'aide de paramètres hydrogéologiques similaires pour les deux modèles.

Les résultats de la simulation ont montré que les deux modèles s'accordent généralement pour représenter l'interaction dynamique entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Cependant, des simplifications dans la conceptualisation de la zone non-saturée et de son interaction avec la zone saturée dans MOBIDIC-MODFLOW ont produit des divergences dans la capture du comportement dynamique des régions de la nappe phréatique peu profondes du bassin versant. De plus, le calage des coefficients du réservoir gravitaire dans MOBIDIC a entraîné son épuisement rapide, ne générant aucune recharge des eaux souterraines pendant les périodes inter-tempêtes. Par conséquent, la majorité des grilles du calcul étaient vides pendant la période estivale, car la précipitation atteignant le bassin était en grande partie renvoyée dans l'atmosphère par le processus d'évapotranspiration. Il a également été constaté que les variations mensuelles de la recharge des eaux souterraines par les deux modèles montrent des tendances similaires, sauf pour la période estivale où MOBIDIC-MODFLOW produisait une recharge beaucoup plus réduite que MIKE SHE. L'analyse comparative a montré que la simulation avec MOBIDIC-MODFLOW est beaucoup plus rapide que MIKE SHE, confirmant ainsi son potentiel pour des applications à l'échelle d'un bassin hydrographique.

Connaissant les limites de MOBIDIC-MODFLOW dans la modélisation des régions avec une nappe phréatique peu profonde comme le bassin versant de Thomas Brook, le deuxième objectif de l'étude était de développer une méthodologie permettant d'améliorer l'applicabilité du modèle dans les cas de nappes phréatiques peu profondes tout en maintenant la simplicité du modèle. À cette fin, une série d'expériences numériques sur sept pentes hypothétiques de formes planes convergentes, divergentes et droites ont été conçues. L'idée principale de l'expérience était d'évaluer le comportement d'un emmagasinement spécifique dynamique pour simuler la dynamique des niveaux de la nappe phréatique, par rapport à la solution complète de MIKE SHE. Pour examiner l'effet des inclinaisons du sol et du substratum rocheux, les expériences ont été répétées pour différents types de sol, à savoir sable, sable limoneux, loam sableux et loam sous des inclinaisons variées du substratum rocheux allant jusqu'à 10%. Une expression dynamique d'emmagasinement spécifique a été dérivée en supposant un profil de pression hydrostatique dans la zone de sol non-saturée à tous les pas de temps.

Les résultats de la simulation ont montré que l'emmagasinement spécifique dynamique permet de capturer de manière précise le comportement de la nappe phréatique des sols sableux des

pententes convergentes et divergentes. Pour les pentes droites, l'augmentation des inclinaisons du substrat rocheux entraîne un drainage plus rapide, comme dans le cas d'une pente de 10%. L'hypothèse d'un profil de pression quasi constant à chaque jour devient moins précise et entraîne une surestimation du niveau de la nappe phréatique de MOBIDIC-MODFLOW.

Pour les sols à texture fine, MOBIDIC-MODFLOW sous-estime les niveaux de la nappe phréatique en raison de la grande capacité de rétention du sol, ce qui fait que le temps nécessaire pour que le profil atteigne l'état d'équilibre est plus long qu'un jour, tel que supposé dans MOBIDIC-MODFLOW. Par conséquent, pour ces sols, l'augmentation de la vitesse du drainage améliore la précision des prévisions de la nappe phréatique de MOBIDIC-MODFLOW.

Les résultats de la simulation montrent que l'effet du type de sol sur la précision des prévisions de la nappe phréatique utilisant l'emmagasinement spécifique dynamique est beaucoup plus important que la forme de la pente et les inclinaisons du substratum rocheux. Par exemple, pour les sols limoneux des pentes convergentes et divergentes, l'augmentation de l'inclinaison du substrat rocheux de 5 % à 10 % n'a pas modifié de manière significative la vitesse du drainage et l'erreur absolue moyenne des prévisions est restée inchangée.

Dans le chapitre 6 de la thèse, l'emmagasinement spécifique dynamique dérivé du chapitre précédent a été utilisé pour modifier le processus de recharge des eaux souterraines dans MOBIDIC-MODFLOW pour des applications dans les nappes phréatiques peu profondes dans des scénarios de recharge.

Premièrement, les élévations simulées de la nappe phréatique avec MIKE SHE ont été comparées à son élévation de référence, c'est-à-dire l'élévation du niveau de la nappe phréatique si l'emmagasinement spécifique devait rester inchangé. Il a été constaté que lorsque la profondeur de la nappe phréatique se rapproche de la surface du sol, la recharge de la nappe souterraine augmente à mesure que le taux de précipitation appliqué augmente. Ensuite, une nouvelle équation de recharge des eaux souterraines a été dérivée sur la base de la méthode de fluctuation de la nappe phréatique sur une colonne du sol avec différentes profondeurs, propriétés hydrauliques et taux de précipitation. La recharge d'eau souterraine modifiée à une forme exponentielle et son paramètre a été dérivée pour chaque ensemble de taux de pluie, de type du sol et de profondeur de la nappe phréatique. L'adéquation des modifications proposées a été évaluée dans un plan vertical bidimensionnel à pente constante d'un bassin versant

hypothétique selon un taux de pluie constant. Les élévations de la nappe phréatique de MOBIDIC-MODFLOW et de MIKESHE ont également été comparées dans le bassin versant simplifié de Borden, sous un mois d'hyéogramme de précipitations observé. Les résultats de la simulation des deux tests montrent que MOBIDIC-MODFLOW modifié peut capturer de manière précise la dynamique des nappes phréatiques du bassin versant dans des conditions de nappe phréatique peu profonde.

8.2 Recommandations pour des recherches futures

L'objectif principal de cette thèse était d'évaluer et d'améliorer l'interaction du flux non-saturé et saturé du MOBIDIC-MODFLOW. Voici des recommandations pour des recherches futures :

1. La première amélioration concernerait le mécanisme d'infiltration. Dans MOBIDIC-MODFLOW, le taux d'infiltration est limité à la conductivité hydraulique saturée. Des modifications à la structure du modèle doivent être considérées, si on souhaite l'appliquer dans des situations où le mécanisme de ruissellement de Horton est dominant.
2. La deuxième amélioration serait l'extension de la zone non-saturée d'une couche à plusieurs couches afin de mieux représenter la réponse retardée des zones de la nappe phréatique profondes du bassin versant. Les simulations effectuées dans le bassin de Thomas Brook ont montré que la représentation de l'interaction non -saturée et saturée à l'aide d'une seule couche entraîne une représentation différente de la recharge des eaux souterraines du modèle par rapport à l'approche physique.
3. MOBIDIC-MODFLOW n'a été mis à l'essai que dans le bassin versant de Thomas Brook, où la topographie de surface et la formation des sols sont très variables. Cette topographie abrupte laisse supposer que l'écoulement latéral dans MOBIDIC-MODFLOW et MIKE SHE dans la zone non-saturée est discutable. Par conséquent, une comparaison plus poussée de la performance du modèle avec celle du modèle tridimensionnel basé sur l'équation de Richards, par exemple CATHY, pourrait mieux montrer sa performance dans le bassin versant de Thomas Brook. En outre, la comparaison de MOBIDIC-MODFLOW avec d'autres modèles à couplage externe, tels que SWAT-MODFLOW [Bailey et al., 2016] ou TOPMODEL-MODFLOW [Guzha,

- 2008], permettrait de mieux comprendre les avantages et désavantages de l'approche à double réservoir par rapport à d'autres conceptualisations simplifiées du flux non-saturé.
4. Les modifications introduites dans MOBIDIC-MODFLOW pour l'application du modèle dans la nappe phréatique peu profonde l'ont été pour un système de sol homogène. L'extension de l'approche aux cas d'hétérogénéité du profil de sol en profondeur améliorerait l'applicabilité de l'approche dans la modélisation de systèmes de sols complexes.
 5. Les mécanismes tels que l'évapotranspiration de la zone saturée, c'est-à-dire l'absorption directe d'eau par les racines de la nappe phréatique, n'ont pas été pris en compte dans le modèle. Il s'agit d'un problème important dans les régions où la nappe phréatique est peu profonde, car l'évapotranspiration de la zone saturée peut être beaucoup plus grande que l'évapotranspiration de la partie non-saturée du profil, comme indiqué dans Shah et al., [2007].

LISTE DES RÉFÉRENCES

Abdul, A. S., and R. W. Gillham. 1984. "Laboratory Studies of the Effects of the Capillary Fringe on Streamflow Generation." *Water Resources Research* 20 (6), p. 691–698.

Abdul, A. S. 1989. "Field Studies of the Effects of the Capillary Fringe on Streamflow Generation." *Journal of Hydrology* 112 (1), p. 1–18.

Acharya, Subodh, James W. Jawitz, and Rao S. Mylavarapu. 2012. "Analytical Expressions for Drainable and Fillable Porosity of Phreatic Aquifers under Vertical Fluxes from Evapotranspiration and Recharge." *Water Resources Research* 48 (11), W11526.

Ajami, Hoori, Matthew F. McCabe, and Jason P. Evans. 2015. "Impacts of Model Initialization on an Integrated Surface Water–Groundwater Model." *Hydrological Processes* 29 (17), p. 3790–3801.

Alley, William M., Thomas E. Reilly, and O. Lehn Franke. 1999. "Sustainability of Ground-Water Resources." USGS Numbered Series 1186. Circular. U.S. Dept. of the Interior, U.S. Geological Survey., 86 p.

Bailey, Ryan T., Tyler C. Wible, Mazdak Arabi, Rosemary M. Records, and Jeffrey Ditty. 2016. "Assessing Regional-Scale Spatio-Temporal Patterns of Groundwater–Surface Water Interactions Using a Coupled SWAT-MODFLOW Model." *Hydrological Processes* 30 (23), p. 4420–4433.

Barthel, R. 2006. "Common Problematic Aspects of Coupling Hydrological Models with Groundwater Flow Models on the River Catchment Scale." *Adv. Geosci.* 9 (September), p. 63–71.

Barthel, Roland, and Stefan Banzhaf. 2016. "Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional-Scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models." *Water Resources Management* 30 (1), p. 1–32.

Bear, Jacob, and Alexander H.-D. Cheng. 2010. *Modeling Groundwater Flow and Contaminant Transport*. Springer Science & Business Media, New York, USA, 850 p.

Bencala, K. E. 1984. "Interactions of Solutes and Streambed Sediment. 2. A Dynamic Analysis of Coupled Hydrologic and Chemical Processes That Determine Solute Transport." *Water Resources Research* 20 (12), p. 1804–1814.

Beven, Keith J. 2001. "How Far Can We Go in Distributed Hydrological Modelling?" *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 5 (1), p. 1–12.

Beven, Keith J., R Lamb, P Quinn, and R Freer. 1995. "TOPMODEL." In *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publication, USA, p. 627–68.

Beven, Keith J. 2012. *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. 2nd ed. Wiley-Blackwell.

- Bierkens, Marc F. P. 1998. "Modeling Water Table Fluctuations by Means of a Stochastic Differential Equation." *Water Resources Research* 34 (10), p. 2485–99.
- Bixio, A., G. Gambolati, C. Paniconi, M. Putti, V. Shestopalov, V. Bublías, A. Bohuslavsky, N. Kasteltseva, and Y. Rudenko. 2002. "Modeling Groundwater-Surface Water Interactions Including Effects of Morphogenetic Depressions in the Chernobyl Exclusion Zone." *Environmental Geology* 42 (2–3), p. 162–177.
- Brooks, R. H., and Arthur Thomas Corey. 1964. *Hydraulic Properties of Porous Media*. Hydrology Papers, Colorado State University, Fort Collins, USA, 37 p.
- Brunner, Philip, Craig T. Simmons, Peter G. Cook, and René Therrien. 2010. "Modeling Surface Water-Groundwater Interaction with MODFLOW: Some Considerations." *Groundwater* 48 (2), p. 174–180.
- Buttle, J. M., and K. Sami. 1992. "Testing the Groundwater Ridging Hypothesis of Streamflow Generation during Snowmelt in a Forested Catchment." *Journal of Hydrology* 135 (1), p. 53–72.
- Campbell, Gaylon S. 1974. "A Simple Method for Determining Unsaturated Conductivity from Moisture Retention Data." *Soil Science* 117 (6), p. 311–314.
- Campo, Lorenzo, Francesca Caparrini, and Fabio Castelli. 2006. "Use of Multi-Platform, Multi-Temporal Remote-Sensing Data for Calibration of a Distributed Hydrological Model: An Application in the Arno Basin, Italy." *Hydrological Processes* 20 (13), p. 2693–2712.
- Camporese, M., C. Paniconi, M. Putti, and S. Orlandini. 2010. "Surface-Subsurface Flow Modeling with Path-Based Runoff Routing, Boundary Condition-Based Coupling, and Assimilation of Multisource Observation Data." *Water Resources Research* 46 (2), W02512.
- Castelli, F., G. Menduni, and B. Mazzanti. 2009. "A Distributed Package for Sustainable Water Management: A Case Study in the Arno Basin.", IAHS, *The Role of Hydrology in Water Resources Management, Capri, Italy*, 327, p. 52–61.
- Castelli, Fabio. 1996. "A Simplified Stochastic Model for Infiltration into a Heterogeneous Soil Forced by Random Precipitation." *Advances in Water Resources* 19 (3), p. 133–144.
- Castillo, A., F. Castelli, and D. Entekhabi. 2015. "Gravitational and Capillary Soil Moisture Dynamics for Distributed Hydrologic Models." *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19 (4), p. 1857–1869.
- Castillo, Aldrich Edra. 2014. "Spatiotemporal Variability of Hydrologic Response: An Entropy-Based Approach Using a Distributed Hydrologic Model." Thesis, USA: Massachusetts Institute of Technology, USA, 189 p.
- Chen, ZhiQiang, Rao S. Govindaraju, and M. Levent Kavvas. 1994. "Spatial Averaging of Unsaturated Flow Equations under Infiltration Conditions over Areally Heterogeneous Fields: 1. Development of Models." *Water Resources Research* 30 (2), p. 523–533.

Chenjerayi Guzha, Alphonse, and Thomas Byron Hardy. 2010. "Simulating Streamflow and Water Table Depth with a Coupled Hydrological Model." *Water Science and Engineering* 3 (3), p. 241–256.

Chung, I., N-W. Kim, J. Lee, and Marios Sophocleous. 2010. "Assessing Distributed Groundwater Recharge Rate Using Integrated Surface Water-Groundwater Modelling: Application to Mihocheon Watershed, South Korea." *Hydrogeology Journal* 18 (5), p. 1253–1264.

Chung, Il-Moon, Nam-Won Kim, Jeongwoo Lee, and Marios Sophocleous. 2010. "Assessing Distributed Groundwater Recharge Rate Using Integrated Surface Water-Groundwater Modelling: Application to Mihocheon Watershed, South Korea." *Hydrogeology Journal* 18 (5), p. 1253–1264.

Cloke, H. L., M. G. Anderson, J. J. McDonnell, and J. -P. Renaud. 2006. "Using Numerical Modelling to Evaluate the Capillary Fringe Groundwater Ridging Hypothesis of Streamflow Generation." *Journal of Hydrology* 316 (1), p. 141–162.

DHI. 2014. "MIKE SHE User Manual, Volume 2: Reference Guide." Danish Hydraulic Institute, Denmark, 372 p.

Downer, Charles W., and Fred L. Ogden. 2004. "Appropriate Vertical Discretization of Richards' Equation for Two-Dimensional Watershed-Scale Modelling." *Hydrological Processes* 18 (1), p. 1–22.

Duffy, Christopher J. 2013. "Semi-Discrete Dynamical Model for Mountain-Front Recharge and Water Balance Estimation, Rio Grande of Southern Colorado and New Mexico." In *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*, American Geophysical Union (AGU), USA, p. 255–271.

Duke, H. R. 1972. "Capillary Properties of Soils--Influence upon Specific Yield." *Amer Soc Agr Eng Trans ASAE.*, P. 688-691.

Dunne, Thomas. 1978. "Field Studies of Hillslope Flow Processes. In: Hillslope Hydrology. M.J. Kirkby, UK, p. 227-293.

Dupuit, J. 1848. Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux courantes suivies de considérations relatives au régime des grandes eaux, au débouche à leur donner, et a la marche des alluvions dans les rivières a fond mobile. 2nd ed. Vol. 49. Carilian-Goeury et Dalmont, France, p. 275.

Ebel, BA., BB. Mirus, C. Heppner, J. VanderKwaak, and K. Loague. 2009. "First-Order Exchange Coefficient Coupling for Simulating Surface Water–Groundwater Interactions: Parameter Sensitivity and Consistency with a Physics-Based Approach." *Hydrological Processes* 23 (13), p. 1949–1959

Ercolani, Giulia, and Fabio Castelli. 2017. "Variational Assimilation of Streamflow Data in Distributed Flood Forecasting." *Water Resources Research* 53 (1), WR019208, p. 158–183.

- Flerchinger, G.N., and K. E. Saxton. 1989. "Simultaneous Heat and Water Model of a Freezing Snow-Residue-Soil System 1. Theory and Developement." *Trans.Amer.Soc. of Agric.Engr.*, 1989, 32, p. 573-578.
- Foster, S. B., and D. M. Allen. 2015. "Groundwater—Surface Water Interactions in a Mountain-to-Coast Watershed: Effects of Climate Change and Human Stressors", *Advances in Meteorology*, p. 1-22.
- Frana, Andrew. 2012. "Applicability of MIKE SHE to Simulate Hydrology in Heavily Tile Drained Agricultural Land and Effects of Drainage Characteristics on Hydrology." PhD thesis, Iowa State University, USA, 150 p.
- Freeze, RA., and R. L. Harlan. 1969. "Blueprint for a Physically-Based, Digitally-Simulated Hydrologic Response Model." *Journal of Hydrology* 9 (3), p. 237–258.
- Furman, Alex. 2008. "Modeling Coupled Surface–Subsurface Flow Processes: A Review." *Vadose Zone Journal* 7 (2), p. 741–756.
- Gauthier, M. J., M. Camporese, C. Rivard, C. Paniconi, and M. Larocque. 2009. "A Modeling Study of Heterogeneity and Surface Water-Groundwater Interactions in the Thomas Brook Catchment, Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada)." *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13 (9), p. 1583–1596.
- Gebler, S., H. -J. Hendricks Franssen, S. J. Kollet, W. Qu, and H. Vereecken. 2017. "High Resolution Modelling of Soil Moisture Patterns with TerrSysMP: A Comparison with Sensor Network Data." *Journal of Hydrology* 547 (April), p. 309–331.
- Genuchten, M. Th. van. 1980. "A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1." *Soil Science Society of America Journal* 44 (5), p. 809-898.
- Graham, Douglas, and Michael B. Butts. 2005. "Flexible Integrated Watershed Modeling with MIKE SHE" In *Watershed Models*, edited by Donald Frevert and Vijay Singh, 245–71. CRC Press., USA, p. 245-272.
- Guay, C., M. Nastev, C. Paniconi, and M. Sulis. 2013. "Comparison of Two Modeling Approaches for Groundwater–Surface Water Interactions." *Hydrological Processes* 27 (16), p. 2258–2270.
- Guzha, A. 2008. "Integrating Surface and Sub Surface Flow Models of Different Spatial and Temporal Scales Using Potential Coupling Interfaces." PhD thesis, Utah State University, USA, 243 p.
- Guzman, J. A., D. N. Moriasi, P. H. Gowda, J. L. Steiner, P. J. Starks, J. G. Arnold, and R. Srinivasan. 2015. "A Model Integration Framework for Linking SWAT and MODFLOW." *Environmental Modelling & Software* 73 (November), p. 103–116.
- Harbaugh, Arlen W., Edward R. Banta, Mary C. Hill, and Michael G. McDonald. 2000. "MODFLOW-2000, The U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model - User Guide

to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process.” Open-File Report 00-92. Geological Survey (U.S.), 130 p.

Harbaugh, A.W. 2005. “MODFLOW-2005, The U.S. Geological Survey Modular Groundwater Model-The Groundwater Flow Process”, Techniques and Methods 6-A16, 253 p.

Harter, T., and J. W. Hopmans. 2004. “Role of Vadose-Zone Flow Processes in Regional-Scale Hydrology: Review, Opportunities and Challenges.” *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands*. 6 (0), p. 179–208.

Healy, Richard W., and Peter G. Cook. 2002. “Using Groundwater Levels to Estimate Recharge.” *Hydrogeology Journal* 10 (1), p. 91–109.

Hilberts, A. G. J., P. A. Troch, and C. Paniconi. 2005. “Storage-Dependent Drainable Porosity for Complex Hillslopes.” *Water Resources Research* 41 (6), W06001.

Huang, G., and G. Yeh. 2009. “Comparative Study of Coupling Approaches for Surface Water and Subsurface Interactions.” *Journal of Hydrologic Engineering* 14 (5), p. 453–462.

Hunt, Randall J., David E. Prudic, John F. Walker, and Mary P. Anderson. 2008. “Importance of Unsaturated Zone Flow for Simulating Recharge in a Humid Climate.” *Ground Water* 46 (4), p. 551–560.

Ivanov, Valeri Yuryevich. 2002. “A Continuous Real-Time Interactive Basin Simulator (RIBS).” Thesis, Massachusetts Institute of Technology, USA, 172 p.

Jayatilaka, C. J., and R. W. Gillham. 1996. “A Deterministic-Empirical Model of the Effect of the Capillary Fringe on near-Stream Area Runoff 1. Description of the Model.” *Journal of Hydrology* 184 (3), p. 299–315.

Jones, J. P., E. A. Sudicky, A. E. Brookfield, and Y.-J. Park. 2006. “An Assessment of the Tracer-Based Approach to Quantifying Groundwater Contributions to Streamflow.” *Water Resources Research* 42 (2), W02407.

Jones, J. P., E. A. Sudicky, and R. G. McLaren. 2008. “Application of a Fully-Integrated Surface-Subsurface Flow Model at the Watershed-Scale: A Case Study.” *Water Resources Research* 44 (3), W03407.

Kollet, S.J., and R.M. Maxwell. 2006. “Integrated Surface–Groundwater Flow Modeling: A Free-Surface Overland Flow Boundary Condition in a Parallel Groundwater Flow Model.” *Advances in Water Resources* 29 (7), p. 945–958.

Kollet, Stefan, Mauro Sulis, Reed M. Maxwell, Claudio Paniconi, Mario Putti, Giacomo Bertoldi, Ethan T. Coon, et al. 2017. “The Integrated Hydrologic Model Intercomparison Project, IH-MIP2: A Second Set of Benchmark Results to Diagnose Integrated Hydrology and Feedbacks.” *Water Resources Research* 53 (1), p. 867–890.

Kristensen, K. J., and S. E. Jensen. 1975. “A Model for Estimating Actual Evapotranspiration from Potential Evapotranspiration.” *Hydrology Research* 6 (3), p. 170–188.

- Larocque, Marie, and Stefan Broda. 2016. "Groundwater–Surface Water Interactions in Canada." *Canadian Water Resources Journal / Revue Canadienne Des Ressources Hydriques* 41 (4), p. 451–454.
- Lekouch, I., S. Trépanier, M. Larocque, C. Rivard, and N. Benoit. 2015. "Comparison of Approaches for Assessing the Groundwater Vulnerability to Contamination by Nitrates from Agricultural Sources." p. 39.
- Li, Q., A. J. A. Unger, E. A. Sudicky, D. Kassenaar, E. J. Wexler, and S. Shikaze. 2008. "Simulating the Multi-Seasonal Response of a Large-Scale Watershed with a 3D Physically-Based Hydrologic Model." *Journal of Hydrology* 357 (3–4), p. 317–336.
- Loague, K., C. Heppner, R.H. Abrams, A.E. Carr, J.E. VanderKwaak, and B.A. Ebel. 2005. "Further Testing of the Integrated Hydrology Model (InHM): Event-Based Simulations for a Small Rangeland Catchment Located near Chickasha, Oklahoma." *Hydrological Processes* 19 (7), p. 1373–1398.
- Luo, Yi, and Marios Sophocleous. 2011. "Two-way coupling of unsaturated-saturated flow by integrating the SWAT and MODFLOW models with application in an irrigation district in arid region of West China" *Journal of Arid Land* 3 (3), p. 164–173.
- Markstrom, S.L., R.G. Niswonger, R.S. Regan, D.E. Prudic, and P.E. Barlow. 2008. "GSFLOW - Coupled Ground-Water and Surface-Water Flow Model Based on the Integration of the Precipitation-Runoff Modeling System (PRMS) and the Modular Ground-Water Flow Model (MODFLOW-2005)." USGS Numbered Series 6-D1. Techniques and Methods. Geological Survey (U.S.), 254 p.
- Maxwell, Reed M., and Stefan J. Kollet. 2008. "Interdependence of Groundwater Dynamics and Land-Energy Feedbacks under Climate Change." *Nature Geoscience* 1 (10), p. 665–669.
- Maxwell, Reed M., Mario Putti, Steven Meyerhoff, Jens-Olaf Delfs, Ian M. Ferguson, Valeriy Ivanov, Jongho Kim, et al. 2014. "Surface-Subsurface Model Intercomparison: A First Set of Benchmark Results to Diagnose Integrated Hydrology and Feedbacks." *Water Resources Research* 50 (2), p. 1531–1549.
- McDonald, Michael G., and Arlen W. Harbaugh. 1988. "A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model." USGS Numbered Series 06-A1. Techniques of Water-Resources Investigations. U.S. G.P.O., 586 p.
- McDonnell, Jeffrey J., and Colin H. Taylor. 1987. "Surface and Subsurface Water Contributions during Snowmelt in a Small Precambrian Shield Watershed, Muskoka, Ontario." *Atmosphere-Ocean* 25 (3), p. 251–266.
- Nachabe, Mahmood H. 2002. "Analytical Expressions for Transient Specific Yield and Shallow Water Table Drainage." *Water Resources Research* 38 (10), WR001071.
- Nafees Ahmad, Hafiz M., Andrew Sinclair, Rob Jamieson, Ali Madani, Dale Hebb, Peter Havard, and Emmanuel K. Yiridoe. 2011. "Modeling Sediment and Nitrogen Export from a

Rural Watershed in Eastern Canada Using the Soil and Water Assessment Tool.” *Journal of Environmental Quality* 40 (4), p. 1182–1194.

Neitsch, S.L., J.G. Arnold, J.R. Kiniry, and J.R. Williams. 2011. “Soil and Water Assessment Tool, Theoretical Documentation Version 2009.” Technical Report 406. USA: Texas Water Resources Institute, USA, 647 p.

Niu, Jie, Chaopeng Shen, Shu-Guang Li, and Mantha S. Phanikumar. 2014. “Quantifying Storage Changes in Regional Great Lakes Watersheds Using a Coupled Subsurface-Land Surface Process Model and GRACE, MODIS Products.” *Water Resources Research* 50 (9), p. 7359–77.

Qu, Y., and C.J. Duffy. 2007. “A Semidiscrete Finite Volume Formulation for Multiprocess Watershed Simulation.” *Water Resources Research* 43 (8), W08419.

Rawls, W. J., D. L. Brakensiek, and K. E. Saxton. 1982. “Estimation of Soil Water Properties.” *Transactions of the ASAE* 25 (5), p. 1316–1320.

Refsgaard, C. J., and Børge Storm. 1995. “MIKESHE.” In *Computer Models of Catchment Hydrology*, Water resources publications, Colorado, USA, p. 809–846.

Refsgaard, J. C., and B. Storm. 1995. In *Computer Models of Watershed Hydrology*, Singh, V.P., Water Resources Publications., p. 809–46.

Refsgaard, Jens Christian. 1997. “Parameterisation, Calibration and Validation of Distributed Hydrological Models.” *Journal of Hydrology* 198 (1), p. 69–97.

Rivard, C., C. Deblonde, R. Boivin, A. Bolduc, S.J. Paradis, D. Paradis, S. Liao, et al. 2007. “Canadian Groundwater Inventory: Hydrogeological Atlas of the Annapolis-Cornwallis Valley, Nova Scotia, Geological Survey of Canada.” Open File 5541, Geological Survey of Canada, Canada, p. 128.

Rivard, C., C. Paniconi, M. J. Gauthier, G. François, Mauro Sulis, M. Camporese, M. Larocque, and D. Chaumont. 2008. “A Modeling Study of Climate Change Impacts on Recharge and Surface-Groundwater Interactions for the Thomas Brook Catchment (Annapolis Valley, Nova Scotia).”, GeoEdmonton, Canada, p. 1389-1396.

Rivard, C., D. Paradis, S.J. Paradis, A. Bolduc, R.H. Morin, S. Liao, S. Pullan, et al. 2012. “Canadian Groundwater Inventory: Regional Hydrogeological Characterization of the Annapolis Valley Aquifers.” Open File Bulletin 598. Canada: Geological Survey of Canada, p. 164.

Rivera, Alfonso. 2014. Canada’s Groundwater Resources, 1st edition, *Fitzhenry & Whiteside*. ON, Canada. 804 p.

Ross, M.A., and P.D. Tara. 1993. “Integrated Hydrologic Modeling with GIS.” *American Society of Civil Engineering*, 1993, 119, 2, p. 129-140.

- Said Ahmed, Nachabe Mahmood, Ross Mark, and Vomacka Jeff. 2005. "Methodology for Estimating Specific Yield in Shallow Water Environment Using Continuous Soil Moisture Data." *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 131 (6), p. 533–538.
- Seibert, Jan, Allan Rodhe, and Kevin Bishop. 2003. "Simulating Interactions between Saturated and Unsaturated Storage in a Conceptual Runoff Model." *Hydrological Processes*, 17 (2), p. 379–390.
- Shah, Nirjhar, Mahmood Nachabe, and Mark Ross. 2007. "Extinction Depth and Evapotranspiration from Ground Water under Selected Land Covers." *Ground Water*, 45 (3), p. 329–338.
- Shen, C., and M. Phanikumar. 2010. "A Process-Based, Distributed Hydrologic Model Based on a Large-Scale Method for Surface–Subsurface Coupling." *Advances in Water Resources*, 33 (12), p. 1524–1541.
- Sherlock, Mark D., Jeffrey J. McDonnell, Debra S. Curry, and Albert T. Zumbuhl. 2002. "Physical Controls on Septic Leachate Movement in the Vadose Zone at the Hillslope Scale, Putnam County, New York, USA." *Hydrological Processes*, 16 (13), p. 2559–2575.
- Sklash, Michael G., and Robert N. Farvolden. 1979. "The Role of Groundwater in Storm Runoff." *Journal of Hydrology*, Contemporary hydrogeology the George Burke Maxey memorial volume, 43 (1): p. 45–65.
- Smerdon, B. D., D. M. Allen, S. E. Grasby, and M. A. Berg. 2009. "An Approach for Predicting Groundwater Recharge in Mountainous Watersheds." *Journal of Hydrology* 365 (3): p. 156–72.
- Sophocleous, M., and SP. Perkins. 2000. "Methodology and Application of Combined Watershed and Ground-Water Models in Kansas." *Journal of Hydrology* 236 (3–4): p. 185–201.
- Sophocleous, Marios. 1985. "The Role of Specific Yield in Ground-Water Recharge Estimations: A Numerical Study." *Ground Water* 23 (1), p. 52–58.
- Sophocleous, Marios. 2002. "Interactions between Groundwater and Surface Water: The State of the Science." *Hydrogeology Journal* 10 (1), p. 52–67.
- Soylu, M. E., E. Istanbuluoglu, J. D. Lenters, and T. Wang. 2011. "Quantifying the Impact of Groundwater Depth on Evapotranspiration in a Semi-Arid Grassland Region." *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15 (3), p. 787–806.
- Spanoudaki, K., A. Stamou, and A. Nanou-Giannarou. 2009. "Development and Verification of a 3-D Integrated Surface Water–Groundwater Model." *Journal of Hydrology* 375 (3–4), p. 410–427.
- Stephenson, Gordon R., and R. Allan Freeze. 1974. "Mathematical Simulation of Subsurface Flow Contributions to Snowmelt Runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho." *Water Resources Research* 10 (2), p. 284–94.

Storm, Børge. 1991. "Modeling of Saturated Flow and the Coupling of Surface and Subsurface Flow." In *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, edited by David S. Bowles and P. Enda O'Connell, 185–203. NATO ASI Series 345. Springer Netherlands, p. 185-203.

Sulis, M., C. Paniconi, C. Rivard, R. Harvey, and D. Chaumont. 2011. "Assessment of Climate Change Impacts at the Catchment Scale with a Detailed Hydrological Model of Surface-Subsurface Interactions and Comparison with a Land Surface Model." *Water Resources Research* 47 (1), W01513.

Sulis, Mauro. 2010. "Improvement, verification, and application of a process-based numerical model of groundwater-surface water interactions." PhD thesis, Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique, Québec, 200 p.

Therrien, R., R. G. McLaren, E. A. Sudicky, and S. M. Panday. 2010. "HydroGeoSphere: A Three-Dimensional Numerical Model Describing Fully-Integrated Subsurface and Surface Flow and Solute Transport." *Groundwater Simulations Group, University of Waterloo*, Waterloo, ON, Canada, 456.

Therrien, R., and E. A. Sudicky. 1996. "Three-Dimensional Analysis of Variably-Saturated Flow and Solute Transport in Discretely-Fractured Porous Media." *Journal of Contaminant Hydrology* 23 (1–2): 1–44. [https://doi.org/10.1016/0169-7722\(95\)00088-7](https://doi.org/10.1016/0169-7722(95)00088-7).

Tritscher, Peter, W. Wayne Read, and Philip Broadbridge. 2000. "Specific Yield for a Two-Dimensional Flow." *Water Resources Research* 36 (6): 1393–1402.

Troch, Peter A., Claudio Paniconi, and E. Emiel van Loon. 2003. "Hillslope-Storage Boussinesq Model for Subsurface Flow and Variable Source Areas along Complex Hillslopes: 1. Formulation and Characteristic Response." *Water Resources Research*, 39 (11), 1316.

Twarakavi, Navin Kumar C., Jirka Šimůnek, and Sophia Seo. 2008. "Evaluating Interactions between Groundwater and Vadose Zone Using the HYDRUS-Based Flow Package for MODFLOW." *Vadose Zone Journal* 7 (2): p. 757–768.

VanderKwaak, J., and K. Loague. 2001. "Hydrologic-Response Simulations for the R-5 Catchment with a Comprehensive Physics-Based Model." *Water Resources Research* 37 (4): p. 999–1013.

Wang, Quanrong, Hongbin Zhan, and Zhonghua Tang. 2014. "A New Package in MODFLOW to Simulate Unconfined Groundwater Flow in Sloping Aquifers." *Ground Water* 52 (6): p. 924–35.

Waswa, George W., and Simon A. Lorentz. 2015. "Energy Considerations in Groundwater-Ridging Mechanism of Streamflow Generation." *Hydrological Processes* 29 (23): p. 4932–46.

Woessner, William W. 2000. "Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought." *Groundwater* 38 (3): p.423–29.

Zhu, Yan, Liangsheng Shi, Lin Lin, Jinzhong Yang, and Ming Ye. 2012. "A Fully Coupled Numerical Modeling for Regional Unsaturated–Saturated Water Flow." *Journal of Hydrology* 475 (December): p. 188–203.